

PAULO FRASSINETE DE ARAÚJO FILHO

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE
PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:



Prof. Paulo Canedo de Magalhães, Ph.D.
(Presidente)



Prof. Rui Carlos Vieira da Silva, D.Sc.



Prof. Luis Carlos Guimarães, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MAIO DE 1992

ARAÚJO FILHO, PAULO FRASSINETE

OMEGA, modelo de formulação não linear dos processos hidrológicos [Rio de Janeiro] 1992.

xiv, 152 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M. Sc., Engenharia Civil, 1992).

Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE.

1. Processos Hidrológicos I. COPPE/UFRJ II.

Título (série).

A Paulo Frassinete e
Maria do Carmo, meus pais,
que não mediram esforços
para incentivar-me em
alcançar um objetivo
profissional, dedico este
trabalho, fruto do meu
avanço profissional.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Paulo Canedo, por me transmitir seus conhecimentos e me orientar no ramo da hidrologia.

Ao meu amigo prof. Almir Cirilo, da UFPE, pela co-orientação deste trabalho e revisão do texto e, juntamente com o prof. Jaime Cabral, da UFPE, por terem me guiado nos primeiros passos da hidrologia.

A Eric Cadier, do ORSTOM, que, durante 1 ano e 3 meses que passei na SUDENE, à frente da bacia representativa de Sumé e do modelo BAC, não poupou esforços em me transmitir os seus valiosos conhecimentos sobre o Nordeste e sobre a hidrologia em geral.

A Klaudius Dib que apresentou a Canedo o modelo OMEGA, tema de um dos seminários de qualificação do doutorado, e me iniciou no modelo.

A minha amiga Ana Paula Simões, pelas inúmeras 'discussões' sobre o modelo OMEGA e outros modelos que dão ênfase à infiltração.

A Alcides, técnico em recursos hídricos da SUDENE, responsável pelo funcionamento da bacia representativa de Sumé, pelas inúmeras informações sobre a bacia.

Aos meus amigos do mestrado de recursos hídricos da COPPE, pelos constantes incentivos recebidos durante o decorrer deste trabalho, em especial a Roberto Azevedo e Samuel Van Der Lan pelas noites de estudo.

A Fernando Lucena e Maria do Carmo Cabral, pela revisão ortográfica do trabalho.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.).

OMEGA, MODELO DE FORMULAÇÃO NÃO LINEAR DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS.

Paulo Frassinete de Araújo Filho

Maio, 1992

Orientador: Prof. Paulo Canedo de Magalhães

Programa: Engenharia Civil

Os modelos de simulação hidrológica encontrados na literatura geralmente efetuam a linearização dos processos naturais não lineares, conduzindo a uma conceituação que pouca vezes apresentam um sentido físico abrangente, passando a ser uma metodologia paramétrica onde o processo hidrológico não está bem representado.

O modelo OMEGA procura incorporar na sua formulação uma forte conceituação física dos processos hidrológicos, principalmente na descrição dos processos altamente não lineares, como os da infiltração, instante da saturação, evapotranspiração e redistribuição da água no solo. Considera também a variabilidade espacial tanto das precipitações como dos parâmetros. A metodologia desenvolvida para o modelo, faz com que todos os processos hidrológicos sejam função do índice de umidade do solo.

Nas regiões semi-áridas, como no nordeste brasileiro, os processos de infiltração e evapotranspiração têm uma particular importância no comportamento hidrodinâmico do solo. Nessas regiões, o índice de umidade do solo, algumas vezes, é levado a valores bastante baixos e, acaba por influir significativamente no volume do escoamento superficial, decorrente de chuvas intensas antecedidas por períodos secos. Notadamente, o início do inverno, período úmido local, apresenta sistemáticos exemplos desse fenômeno.

O modelo OMEGA foi aplicado à sub-bacia de Jatobá, com uma área de 26,8 km², situada na bacia hidrográfica representativa de Sumé, monitorada pela SUDENE, com a assessoria do ORSTOM.

Com os resultados da aplicação, pôde-se verificar a importância da metodologia empregada pelo modelo para representar os processos hidrológicos, tendo sido muito útil para consolidar os estudos da bacia de Jatobá realizados pela SUDENE e o ORSTOM.

A aplicação futura do modelo em outras bacias representativas do Nordeste, poderá ser de grande utilidade no estudo de seu comportamento hidropedológico.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M. Sc.).

OMEGA, A SIMULATION MODEL WITH NON-LINEAR FORMULATION OF
HYDROLOGIC PROCESSES

Paulo Frassinete de Araújo Filho

May, 1992

Thesis Supervisor: Paulo Canedo de Magalhães

Department: Civil Engineering

Hydrologic models, in general, perform a linearization of non-linear phenomena in such a way that the model becomes a simply parametric and numeric formulation. Instead of that, OMEGA uses a more consistent mathematical representation of the physical processes in a hydrologic system.

OMEGA model is strongly based on the physical concepts of hydrologic phenomena, even for the mathematical representation of highly nonlinear processes such as infiltration, saturation time and water redistribution on the soil. OMEGA accepts nonuniform values for precipitation and hydrologic parameters, and considers all the hydrologic processes as functions of the soil moisture.

In semiarid regions, as for example Northeast Brazil, the infiltration and evapotranspiration processes are specially important for the soil hydrodynamics. In this kind of regions, soil moisture sometimes is extremely low and may cause significant variations of superficial run-off produced by intense precipitations after an excessive dry season. This phenomena is relatively frequent in the beginning of the rainy season.

OMEGA model has been applied to Jatoba, a 28,6 Km² subbasin, located in the Sume representative hydrographic basin, monitored by

SUDENE under technical collaboration of ORSTOM.

The results obtained in Jatoba have shown the consistency and accuracy of this methodology for a proper representation of the hydrologic processes and have been quite useful for the SUDENE and ORSTOM hydrologic analysis.

Future applications of the present model to other representative basins in semiarid regions will be helpful to the understanding of the soil-water relationship and for forecasting purposes of hydrologic issues.

ÍNDICE

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II - PROCESSOS HIDROLÓGICOS	6
II.1 Infiltração	6
II.1.1 Formulação da Infiltração	8
II.1.2 Formulação do Instante da Saturação	12
II.1.2.1 Intensidade Pluviométrica Constante	13
II.1.2.2 Intensidade Pluviométrica Variável	16
II.1.3 Formulação da Infiltração Após a Saturação	17
II.1.4 Outros Estudos Sobre o Processo	19
II.2 Evapotranspiração	21
II.3 Redistribuição da Umidade no Solo	24
CAPÍTULO III - DESCRIÇÃO DO MODELO OMEGA	27
III.1 Infiltração	27
III.1.1 Instante de Saturação do Solo	30
III.1.2 Capacidade de Infiltração	31
III.2 Escoamento Superficial	32
III.3 Infiltração Profunda	34
III.4 Evapotranspiração Potencial	37
III.5 Redistribuição da Umidade no Solo	40
III.6 Recarga do Aquífero	48
III.7 Escoamento de Base	51
III.8 Primícias da Metodologia	52
III.9 Calibração	53
III.10 Método da Seção Áurea	58
CAPÍTULO IV - APLICAÇÃO DO MODELO OMEGA	61
IV.1 Localização e Características Gerais	61
IV.2 Características Hidropedológicas	63

IV.2.1 Solo podzólico Vermelho Amarelo Equivalente	
Eutrófico	65
IV.2.2 Solo Bruno não Cálcico	66
IV.2.3 Solo Litólico Eutrófico	67
IV.2.4 Afloramento de Rocha	68
IV.3 Divisão da Sub-bacia	68
IV.4 Dados Utilizados	71
IV.4.1 Dados Pluviométricos	71
IV.4.2 Dados Climatológicos	72
IV.4.3 Dados Fluviométricos	72
IV.5 Eventos Considerados	74
IV.6 Calibração do Modelo	75
IV.7 Validação do Modelo	89
 CAPÍTULO V - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	 107
V.1 Conclusões	107
V.2 Recomendações	109
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 111
 ANEXOS	 115
A. Teste de Infiltração	117
B. Pluviometria	119
C. Climatologia	125
D. Fluviometria	129
E. Eventos	133

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Parâmetro do solo da equação de Kostyakov ou da equação de Holtan.
a ₁	Constante da equação de Smith que depende do solo e do conteúdo de água inicial.
a ₂	Constante da equação de Smith que depende do solo e do conteúdo de água inicial.
A	Parâmetro do solo, equação de Philip, ou área da bacia, km ² .
b	Parâmetro do solo.
c	Constante.
C	Constante ou parâmetro da equação de Correia para a recarga do aquífero.
C _t	Constante do tanque classe A.
CN	Curva número do SCS.
CN _b	Curva número do SCS da bacia.
CN _{j,k}	Curva número do SCS da subseção k da isócrona j.
e	Evapotranspiração, cm/h, ou lâmina evaporada da retenção superficial, cm.
e _p	Evaporação potencial diária, pol/d, evaporação potencial instantânea, cm/h, ou evaporação potencial, cm/h.
e _{p_m}	Evaporação potencial mensal, pol/mês.
e _{pu}	Evaporação potencial instantânea, cm/h.
e _t	Evaporação potencial diária, cm/d.
et	Evapotranspiração, cm/h.
et _p	Evapotranspiração potencial, cm/h.
E	Lâmina evaporada.
f	Taxa de infiltração.
f _C	Capacidade de infiltração, equação de Green e Ampt, capacidade de infiltração na saturação, equação de Horton, ou condutividade hidráulica na saturação natural do solo, equação de Holtan.
f _o	Capacidade de infiltração no instante inicial.
f _p	Capacidade de infiltração.

F	Volume infiltrado acumulado no tempo t , equação de Kostyakov, infiltração acumulada, mm equação de Philip, ou função objetivo a ser minimizada.
F_p	Porosidade disponível do solo com vegetação.
h_{ci}	Pressão capilar, expressa em altura de água, $h_{ci} = h_c(\theta_i)$.
H_c	Altura capilar efetiva, cm, $H_c = H_c(\tilde{\theta}, \theta)$.
$H_c(\tilde{\theta}, \theta)$	Altura capilar efetiva no conteúdo de água θ .
H_{cmax}	Altura capilar efetiva máxima, cm.
I	Taxa de infiltração após a saturação.
I_c	Capacidade de infiltração.
k	Constante, equação de Horton, dependente do solo e da umidade inicial.
$k(t)$	Pulso de infiltração profunda, cm/h.
k_{ra}	Permeabilidade relativa do ar.
k_{rw}	Permeabilidade relativa da água.
$k_{rw}(\theta)$	Permeabilidade relativa da água.
$k_w(\theta)$	Condutividade hidráulica não saturada.
K_n	Condutividade hidráulica na umidade θ_n .
$K_r(\theta)$	Condutividade hidráulica relativa.
K_{sat}	Condutividade hidráulica na saturação do solo.
\tilde{K}	Condutividade hidráulica na saturação do solo, cm/h.
L	Profundidade da frente de molhamento.
n	Parâmetro do solo, equação de Holtan, expoente da função potencial da permeabilidade relativa da água ou número de vazões observadas.
NI	Número de isócronas da bacia.
$NO_{j,k}$	Número de ordenadas do hidrograma unitário não estacionário da recarga do aquífero.
NOH	Número de ordenadas do hidrograma unitário.
NS_j	Número de subseções da isócrona j .
p	Perdas do balanço de massa, cm.
P_e	Precipitação efetiva na bacia, cm.
P_{ej}	Precipitação efetiva na isócrona j , cm.
$P_{ej,k}$	Precipitação efetiva na subseção k da isócrona j , cm.
q	Fluxo de água no limite inferior da zona das raízes, infiltração profunda, cm/h.

q_i	Fluxo de água no limite inferior da zona das raízes.
q^*	Excesso da infiltração efetiva normalizada.
q'	Lâmina infiltrada da retenção superficial, cm.
Q_b	Vazão de base, m^3/s .
Q_c	Vazão calculada, m^3/s .
Q_o	Vazão observada, m^3/s .
Q_s	Vazão superficial, m^3/s .
r	Precipitação, cm/h.
r_p	Taxa de precipitação.
r^*	Precipitação normalizada.
R	Última taxa de precipitação ou parâmetro da equação de Correia para a recarga do aquífero.
R_b	Recarga do aquífero na bacia, cm/h.
R_j	Recarga do aquífero na isócrona j , cm/h.
$R_{j,k}$	Recarga do aquífero na subseção k da isócrona j , cm/h.
S	Sorptividade do solo.
$S(w_p, \theta_i)$	Sorptividade da chuva.
S_f	Sucção capilar, cm.
S_p	Sorção à capacidade de campo, cm.
t_f	Instante do final do intervalo de simulação, h.
t_o	Instante do início do intervalo de simulação, h.
t_p	Instante da saturação.
t_s	Instante de saturação do solo, h.
tr	Transpiração das plantas, cm/h.
TB	Hora do nascer do sol mais meia hora, h.
TC	Tempo de concentração da bacia, h.
TE	Hora do pôr do sol mais uma hora, h.
W	Infiltração acumulada, equação de Horton, infiltração acumulada desde o início do período chuvoso ou desde o início da simulação até o instante t , cm.
W_o	Infiltração acumulada desde o início da simulação até o instante t , cm.
W_{op}	Infiltração acumulada menos a infiltração profunda desde o início do período chuvoso até o instante do início do intervalo, cm.
W_p	Infiltração acumulada no instante da saturação.
W_s	Infiltração acumulada desde o início do período chuvoso até o instante de saturação do solo, cm.

Z	Profundidade do perfil da frente úmida devido à aproximação, cm.
Z_{aq}	Profundidade média do aquífero, cm.
Z_f	Profundidade do perfil.
Z_{fo}	Profundidade do perfil.
Z_{zr}	Profundidade da zona das raízes, cm.
α	Parâmetro do solo da equação de Kostyakov, $0 < \alpha < 1$, parâmetro da equação de Correia para a recarga do aquífero ou taxa de decrescimo do método da seção áurea.
β	Fator de correção da viscosidade.
$\bar{\beta}$	Fator de correção da viscosidade antes da saturação.
β_p	Fator de correção da viscosidade após a saturação.
β_s	Fator de correção da viscosidade após a saturação.
θ	Conteúdo de água no solo no instante t .
θ_{aq}	Conteúdo de água na região do aquífero.
θ_i	Conteúdo de água inicial ou conteúdo de água no início do período chuvoso.
θ_{ll}	Conteúdo de água no limite inferior da zona das raízes.
θ_n	Conteúdo de água volumétrico.
θ_r	Conteúdo de água residual do solo.
θ_s	Conteúdo de água volumétrico na saturação.
θ_L	Conteúdo de água no final do período chuvoso.
$\tilde{\theta}$	Conteúdo de água no solo na saturação natural.
θ^*	Conteúdo de água normalizado no solo no instante t .
θ_{aq}^*	Conteúdo de água nomalizado na região do aquífero.
θ_{li}^*	Conteúdo de água normalizado no limite inferior da zona das raízes.
μ_a	Viscosidade do ar.
μ_r	Viscosidade relativa total.
μ_w	Viscosidade da água.
δ_j	Fator de ponderação da isócrona j dentro da bacia.
$\delta_{j,k}$	Fator de ponderação da subseção k dentro da isócrona j .
δ_b	Ordenada do hidrograma unitário do escoamento de base.
δ_r	Ordenada do hidrograma unitário não estacionário da recarga do aquífero.
δ_s	Ordenada do hidrograma unitário do escoamento superficial.

Ψ	Potencial de capilaridade associado à frente de molhamento.
$\Psi(\theta)$	Potencial capilar, cm.
ϕ	Função do conteúdo de água.
χ	Função do conteúdo de água.
Δt	Intervalo de simulação, h.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A posição geográfica do nordeste do Brasil deveria propiciar um clima com tendência tropical úmido. Entretanto, as peculiaridades das massas de ar que circulam na região fazem com que haja um ciclo de chuvas curto e irregular, dando um aspecto de clima semi-árido.

Durante a primavera austral, setembro a dezembro, as altas pressões tropicais do Atlântico Sul, **TA**, proporcionam um tempo seco com ventos dos setores leste e sudeste. Mas, à medida que chega o verão austral, de dezembro a março, observa-se o deslocamento da massa de ar tropical atlântica na direção leste, ocasionando a descida das massas equatoriais norte, **EN**. A zona de contato das duas massas de ar **TA** e **EN**, materializada pela frente intertropical, **FIT**, com eixo nordeste-sudoeste ou leste-oeste, determina as chuvas de convecção, em função dos ventos do setor norte (HERBAUD et alli, 1989).

A partir de meados de maio, as chuvas de convecção se tornam progressivamente mais raras e, na estação seca, a massa tropical marítima oriunda do Atlântico Sul atinge a costa leste, enquanto que a penetração para o interior se faz com a massa de ar seca e estável. Devido a este fato, o litoral do Nordeste tem um comportamento climatológico e hidrológico diferente do interior.

O interior do Nordeste, semi-árido, é caracterizado pela insuficiência das precipitações e temperaturas elevadas, resultando por conseguinte, em acentuada evaporação e se caracterizando pela alternância de duas estações nitidamente distintas: a estação seca, que se estende de junho a janeiro, caracterizada por precipitações baixas ou na maioria das vezes nulas e a estação chuvosa ou inverno, que se

reduz praticamente a quatro meses, de fevereiro a maio, constituindo-se março e abril os meses de maior precipitação.

O Nordeste semi-árido pode ser subdividido em 3 grandes zonas climáticas: o Sertão Norte, caracterizado por um período chuvoso úmido com chuvas convectivas, com ocorrência entre os meses de fevereiro e abril; o Sertão Sul, de regime pluviométrico mais complexo, onde observa-se, geralmente, dois períodos chuvosos, de março a julho e de novembro a dezembro, onde as chuvas são convectivas; a Zona de Transição, situada entre a zona litoral atlântica e o sertão, na qual algumas precipitações são muito intensas e semelhantes às do Sertão, e outras oriundas de frente chuvosas oceânicas atenuadas pela distância. Este segundo tipo de precipitação, geralmente de duração maior e intensidade menor que as convectivas, ocorre durante os meses de abril a agosto.

Em termos geológicos existem duas regiões principais: a primeira é a zona de origem cristalina, cujo subsolo é, geralmente, impermeável e desprovido de aquífero generalizado. Nessa zona os rios são sempre intermitentes, pois a parte principal do escoamento fluvial provém do escoamento superficial, pois o escoamento de base é, geralmente, de pouca importância e limitado a alguns dias após fortes cheias. A segunda é a zona de origem sedimentar, mais heterogênea, onde existe, geralmente, grandes aquíferos. Dois tipos de zonas sedimentares são ali encontradas. Primeiro as chapadas, restos da cobertura sedimentar inicial do embasamento cristalino, que não sofreram muito com a erosão e se elevam acima das zonas cristalinas. As chapadas do Araripe e do Apodi são exemplos desse tipo de formação. A segunda são as regiões sedimentares, onde os sedimentos cobrem grandes superfícies e onde existem aquíferos extensos e de grande potencial. Essas zonas são permeáveis e o escoamento superficial é fraco.

O comportamento fluvial predominante no interior do Nordeste é o intermitente, isto é, no inverno pode existir água escoando na calha do rio e durante a estação seca não existir escoamento fluvial na calha. No período do inverno, o comportamento fluvial é muito variado. Durante e imediatamente após determinadas chuvas, existe uma grande elevação do nível d'água na calha do rio e, com o decorrer do tempo, o rio volta a

ter um escoamento de base muito fraco, às vezes praticamente inexistente. Essa elevação do nível dá origem às cheias que irão contribuir para abastecer os milhares de açudes que existem na região.

O regime do escoamento fluvial é sempre mais irregular que o da precipitação. Esta irregularidade constitui a principal característica do regime das pequenas bacias hidrográficas do Nordeste.

Existem algumas irregularidades no regime fluvial que merecem comentários:

- A irregularidade interanual do escoamento pode ser vista na série de escoamento observado durante 10 anos consecutivos (tabela I.1) numa bacia hidrográfica do Ceará, a bacia de Tauá;

- A irregularidade sazonal do escoamento pode ser observada através da forma irregular como se apresenta no decorrer do ano. 80 a 90% do volume anual escoado, geralmente, ocorre em menos de 15 dias. Essa irregularidade se acentua nos anos secos;

- A irregularidade espacial do escoamento nas pequenas bacias pode variar muito em função do solo, vegetação, geologia e relevo. Sem considerar casos extremos, observa-se freqüentemente escoamento variando numa relação de 1 a 5 entre diversos tipos de bacia.

ESCOAMENTO OBSERVADO NA BACIA DE TAUÁ - CE

Ano	1979	80	81	82	83	84	85	86	87	88
Esc. (mm)	6,7	169	212	16	0,9	15	266	92	11	101

Tabela I.1

A perspectiva de uma demanda crescente de informações hidrológicas, para pequenos projetos de aproveitamento hidroagrícola, impôs a implementação, pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), em 1971, de uma rede de bacias hidrográficas representativas e experimentais em todo o Nordeste. O objetivo era

obter melhores conhecimentos quanto aos recursos hídricos de pequenas bacias da região, complementando dessa forma, o acervo de dados gerados pela rede hidrométrica básica, igualmente gerenciada, nesta época, pela SUDENE. Para que esses estudos fossem incrementados, a SUDENE contou com a assistência técnica do Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), tendo sido desenvolvida uma planificação racional de uma rede de bacias, a nível regional.

Bacia representativa é uma bacia hidrográfica com uma área de drenagem pequena, bem monitorada, tanto no aspecto pluviométrico quanto no fluviométrico e no climatológico. A escolha e a localização das bacias hidrográficas representativas foram definidas para tentar representar o comportamento de outras bacias hidrográficas de características físicos-climáticas semelhantes existentes na região. Mostra-se que nesta região semi-árida os primeiros centímetros do solo e a vegetação têm um papel fundamental na geração do escoamento superficial. Após conhecer bem o comportamento hidropedológico da bacia representativa, pode-se, através de algum método (CADIER, 1991) transpor essas informações para as bacias de maior porte, onde a monitoração é precária ou não existe devido a diversos fatores.

Na bacia representativa pode-se observar com uma boa precisão os processos hidrológicos existentes. No caso do Nordeste, os processos hidrológicos são: escoamento superficial, infiltração, redistribuição da umidade no solo e evapotranspiração. No capítulo II aborda-se o comportamento destes processos.

Com o objetivo de estudar mais detalhadamente o comportamento da bacia representativa, escolheu-se um modelo de simulação chuva-vazão, OMEGA, para simular os processos hidrológicos. Para isso, foram implantadas modificações na metodologia desenvolvida para alguns procedimentos, descritos no modelo OMEGA, como a redistribuição da água no solo e evapotranspiração. A metodologia desenvolvida para simular o processo da recarga do aquífero, basicamente, só teve uma alteração no número de ordenadas do hidrograma unitário não estacionário da recarga, para se manter as características hidropedológicas das sub-seções. A metodologia proposta pelo criador do modelo (CORREIA,

1984) com as alterações propostas estão descritas no capítulo III.

A escolha do modelo OMEGA deveu-se ao fato de que ele procura representar ao máximo os processos físicos existentes na bacia. Para tanto, o modelo conserva a não linearidade em geral e a não estacionariedade de alguns processos. Outro fator decisivo na escolha deve-se ao fato de, no OMEGA, todos os processos hidrológicos girarem em torno da umidade do solo. No caso do Nordeste, a umidade do solo varia muito. No início do inverno chega a atingir índices muito baixos, precisando de uma razoável quantidade de chuva para que haja escoamento superficial. Assim, o papel da umidade do solo é decisivo para a análise do comportamento hidrológico dos solos.

A água precipitada sob a forma de chuva irá percorrer vários caminhos até chegar à calha do rio para formar o escoamento fluvial. Parte da chuva irá escoar por cima da superfície da bacia, movendo-se rapidamente até à calha do rio, onde provocará variações consideráveis no regime do escoamento fluvial. A outra parte irá infiltrar-se no solo da bacia, movendo-se lentamente pelo meio poroso, onde sofrerá o efeito da evapotranspiração, garantindo uma certa regularidade para o regime do escoamento fluvial, principalmente nos períodos sem chuva.

No capítulo IV apresenta-se aplicações do modelo OMEGA numa bacia hidrográfica representativa do Nordeste, denominada Jatobá, que é uma das sub-bacias da bacia hidrográfica representativa de Sumé, no estado da Paraíba.

No capítulo V são feitas as considerações finais do trabalho, analisando-se a aplicação do modelo OMEGA através das simulações realizadas no capítulo IV. No mesmo capítulo V, sugere-se ainda algumas possíveis modificações que poderão vir a melhorar ainda mais a metodologia empregada pelo modelo para simular o que ocorre na natureza.

CAPÍTULO II

PROCESSOS HIDROLÓGICOS

Neste capítulo aborda-se o comportamento de alguns processos que ocorrem no Nordeste e que têm um papel fundamental no comportamento hidrológico da região.

A infiltração é o processo hidrológico mais importante de todo o sistema. Isto se deve ao fato de os outros processos sofrerem a influência da infiltração através do volume infiltrado, proveniente da chuva. Os outros procesos são independentes entre si.

II.1 Infiltração

A infiltração é o ponto central em qualquer modelo de simulação. Isto ocorre porque os diversos escoamentos que compõem o hidrograma final serão fundamentalmente função da quantidade de água infiltrada.

Na maioria dos casos, o volume infiltrado no solo é maior que o volume gerado pelo escoamento superficial. Numa análise individual, no tempo e no espaço de cada evento chuvoso, o volume infiltrado varia muito, podendo ir de quase a totalidade da chuva, até valores bem pequenos, dependendo da intensidade da precipitação pluviométrica, das características hidropedológicas do solo e das chuvas anteriores ocorridas.

O solo é anisotrópico e heterogêneo, o que faz da movimentação da água em seu interior um problema complexo e de difícil equacionamento. Para um melhor entendimento do processo da infiltração, considera-se o solo ideal, isto é, admite-se o solo homogeneamente distribuído em todo seu perfil e por toda a área em estudo. Esse solo ideal, com seus poros interconectados por condutores capilares, está sujeito a uma chuva uniformemente distribuída no espaço. Assim sendo, pode-se considerar o escoamento pelo meio poroso como unidimensional, na direção vertical e em ambos os sentidos.

Considerando-se o solo ideal, pode-se facilmente perceber a influência dos três fatores acima citados, na taxa com que a água infiltra-se pela matriz porosa. As características hidropedológicas determinam o tamanho e a distribuição dos vazios e dos condutos capilares. A umidade retida no solo determina o valor do potencial capilar e da condutividade hidráulica, enquanto que a intensidade pluviométrica determina a disponibilidade de água sobre o solo.

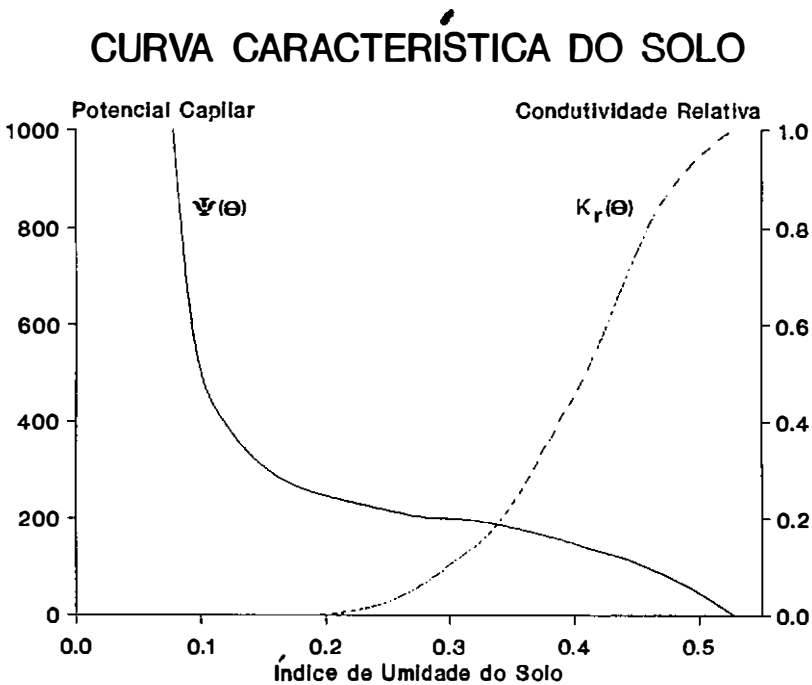


Figura II.1

Quando se inicia a chuva, sendo a umidade do solo superficial

baixa, tem-se baixos valores de $K_r(\theta)$, fazendo com que a frente de molhamento, ao longo do perfil do solo, seja bem definida. A frente de molhamento avança para baixo, com elevada umidade por trás e baixa umidade pela frente, tendo na linha de frente um elevado potencial capilar.

Um modelo simples para o fenômeno da infiltração em solos sob condições naturais que obtenha resultados precisos é praticamente impossível. Em modelos que detalham mais o fenômeno da infiltração, pode-se esperar que se obtenha resultados satisfatórios em função das premissas feitas. A natureza com solos anisotrópicos, falhas, rachaduras e erosões, sob chuvas com variação temporal e espacial, dificulta a modelação, principalmente porque o fenômeno da infiltração é altamente dependente da umidade do solo e esse estado de umidade é função de um todo complexo escoamento no meio poroso, desde a superfície, até a zona saturada do lençol subterrâneo.

II.1.1 Formulação da Infiltração

Para o cálculo da infiltração, muitas equações têm sido desenvolvidas. Mostra-se a seguir algumas equações mais usuais.

Equação de Green e Ampt

Green e Ampt, em 1911, utilizaram um modelo tipo pistão para simular o escoamento no meio poroso, isto é, a condutividade hidráulica constante na zona úmida e uma pressão "capilar" sobre essa frente. A formulação desenvolvida é derivada da equação de Darcy (MOREL-SEYTOUX, 1981):

$$f_c = K_{sat} \left(-\frac{\psi + L}{L} \right) \quad (II.1)$$

A infiltração acumulada pode ser expressa em função do tempo t (MOREL-SEYTOUX, 1981):

$$K_{sat}t = L - \psi \ln \left(1 + \frac{L}{\psi} \right) \quad (II.2)$$

Mais tarde, MOREL-SEYTOUX (1981) expressou o potencial de capilaridade, ψ , em função do conteúdo de água e da altura capilar efetiva.

$$\psi = \left(\tilde{\theta} - \theta \right) . H_C \left(\tilde{\theta}, \theta \right) \quad (II.3)$$

Equação de Kostyakov

Kostyakov, em 1932, formulou a seguinte relação entre a capacidade de infiltração e o tempo (MOREL-SEYTOUX, 1981):

$$I_C = \frac{\alpha a}{t^{1-\alpha}} \quad (II.4)$$

Os parâmetros a e α não apresentam significado físico e são de difícil ajuste. O parâmetro a caracteriza o tipo de solo e o teor de umidade inicial, enquanto que α depende apenas do tipo de solo.

A partir da equação II.4 foi possível explicitar o volume infiltrado em função do tempo como sendo:

$$F = at^\alpha \quad (II.5)$$

Essa equação, de forma exponencial e bastante simples, é normalmente utilizada em estudos de irrigação (SIMÕES, 1991).

Equação de Horton

A partir de uma série de experimentos, HORTON (1933, citado por SIMÕES, 1991) verificou que a infiltração se comportava como um fenômeno natural de exaustão, podendo ser descrita através da seguinte equação exponencial negativa:

$$f_p = f_c + (f_o - f_c) e^{-kt} \quad (\text{II.6})$$

Esta equação tem sido largamente empregada e conduz a resultados bem satisfatórios (CANEDO, 1974). Apesar de sua popularidade, ela apresenta o sério inconveniente de ser diretamente dependente do tempo, não levando em consideração o volume disponível para infiltração.

A infiltração acumulada é, nesse caso (MOREL-SEYTOUX, 1981):

$$W = f_c t + \frac{f_o - f_c}{k} (1 - e^{-kt}) \quad (\text{II.7})$$

Equação de Richards

A formulação de Richards é uma extensão da equação de Darcy, para solos não saturados, combinada com a equação da continuidade. Daí resulta uma equação diferencial parcial que rege o fenômeno físico da infiltração e determina a variação da umidade do solo no tempo em função das curvas características do solo.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial y} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial y} \quad (\text{II.8})$$

De difícil aplicação, essa equação não é normalmente utilizada, pois requer o conhecimento das curvas características do solo em vários pontos da bacia.

Equação de Philip

Philip, em 1957, a partir de uma série de trabalhos teóricos e experimentais, propôs uma equação de infiltração baseada num truncamento de uma série infinita que é solução aproximada da equação de Richards. A solução é na forma de série de potências, utilizando-se uma condição de contorno de carga hidráulica constante na superfície do solo. Desprezando-se os termos de ordem superior da solução, pode-se escrever a fórmula da seguinte maneira (MOREL-SEYTOUX, 1981):

$$F = S\sqrt{t} + At \quad (\text{II.9})$$

Os parâmetros S e A são ajustados dependendo do solo e da umidade inicial (WHISLER e BOUWER, 1970).

$$S = \int_{\theta_n}^{\theta_s} \phi \, d\theta \quad (\text{II.10})$$

$$A = K_n + \int_{\theta_n}^{\theta_s} \chi \, d\theta \quad (\text{II.11})$$

Esta formulação tem sido largamente utilizada. Ela se assemelha à equação de Kostyakov.

Através da diferenciação da equação II.9, obtém-se a taxa de infiltração:

$$f = \frac{S}{2\sqrt{t}} + A \quad (\text{II.12})$$

Equação de Holtan

A formulação que se segue (HOLTAN, 1961), explicita a capacidade da infiltração como sendo (MOREL-SEYTOUX, 1981):

$$f_p = aF_p^n + f_c \quad (\text{II.13})$$

A porosidade disponível é a diferença entre a porosidade total e a água já armazenada no horizonte superior do solo. Depende da cobertura vegetal e das características do solo.

Para separar o efeito do solo e da vegetação, costuma-se explicitar a capacidade de infiltração como:

$$f_p = 0,62bF_p^n + f_c \quad (\text{II.14})$$

Nesse caso, o parâmetro a foi fixado em 0.62, F representa a porosidade disponível para o solo nu e o parâmetro b corrige o efeito da cobertura vegetal. O parâmetro b foi tabelado por Holtan (CANEDO, 1989).

II.1.2 Formulação do Instante de Saturação

A determinação do instante de saturação é muito importante para o escoamento superficial e a infiltração.

O instante de saturação determina o início do escoamento superficial. Isto é; a partir da saturação da camada superior do solo, parte da chuva irá escoar sobre a superfície do solo e parte infiltrará. A água proveniente desse escoamento primeiro irá preencher as depressões do solo e depois escoará sobre a mesma em direção à calha

do rio.

A taxa de infiltração após a saturação mudará de comportamento. Antes da saturação, toda água proveniente da chuva infiltra-se no solo. Mas, após a saturação, só parte dela irá infiltrar-se, com uma taxa que varia no decorrer do tempo.

O comportamento da intensidade pluviométrica, ao longo do tempo, influenciará no instante de saturação do solo. Por isto, foram desenvolvidas equações para a intensidade pluviométrica constante e variável, que serão apresentadas a seguir.

II.1.2.1 Intensidade Pluviométrica constante

Equação de Mein e Larson

Mein e Larson, em 1973, admitiram que a substituição do ar pela água se processava numa forma parecida a um pistão; este pistão provém da água infiltrada no solo desde o início da chuva; considerou-se também que o conteúdo de água era suficientemente pequeno, para não haver mobilidade. Daí, formularam a equação que se segue, para determinar o instante da saturação (MOREL-SEYTOUX, 1976 e 1981):

$$t_p = \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_i \right) \cdot H_c \left(\tilde{\theta}, \theta_i \right)}{r \cdot \left(\frac{r}{\tilde{K}} - 1 \right)} \quad (\text{II.15})$$

MOREL-SEYTOUX et alli (1977) definiram a altura capilar efetiva levando em consideração tanto o escoamento da água quanto o do ar como sendo:

$$H_c(\tilde{\theta}, \theta_i) = \int_0^{h_{ci}} f_w dh_c \quad (\text{II.16})$$

$$f_w = \frac{1}{1 + \frac{\mu_w k_{ra}}{\mu_a k_{rw}}} \quad (\text{II.17})$$

BOUWER (1964, citado por MOREL-SEYTOUX, 1976) desprezando o efeito do escoamento do ar, definiu a altura capilar efetiva como sendo:

$$H_c(\tilde{\theta}, \theta_i) = \int_0^{h_{ci}} k_{rw} dh_c \quad (\text{II.18})$$

A permeabilidade relativa é expressa da seguinte forma:

$$k_{rw} = \frac{K_w(\theta)}{\tilde{K}} \quad (\text{II.19})$$

Equação de Smith

SMITH (1972, citado por MOREL-SEYTOUX, 1976) constatou, através de experimentação, a correlação entre a intensidade da chuva com o instante de saturação do solo:

$$t_p = a_1 r^{-a_2} \quad (\text{II.20})$$

Através de experimentações, SMITH (1972, citado por MOREL-SEYTOUX, 1976) verificou que o valor de a_2 era da ordem de 2, exceto em dois solos que possuíam uma alta condutividade hidráulica,

para os quais estabeleceu valores de 2,4 e 2,8.

Equação de Morel-Seytoux

MOREL-SEYTOUX (1976) deduziu uma expressão para determinar o instante da saturação, considerando o escoamento da água e do ar em uma coluna de solo onde só existe movimento na direção vertical e que no topo e no fundo da coluna a pressão do ar é a pressão atmosférica. A expressão é a seguinte:

$$t_p = \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_i \right) \cdot H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}{\left(1 - f_i \right) \cdot r} \left(e^{\frac{\tilde{K}}{\beta r - \tilde{K}}} - 1 \right) \quad (\text{II.21})$$

Expandindo-se a função exponencial por série de Taylor, truncando-se a partir do termo de segunda ordem e fazendo $\beta = 1$, a equação de Morel-Seytoux fica igual a equação II.15, de Mein e Larson. Assim, pode-se dizer que a equação de Mein e Larson é uma boa aproximação da equação de Morel-Seytoux para altas intensidades de chuva.

MOREL-SEYTOUX e KHANJI (1975, citado por MOREL-SEYTOUX, 1976) considerando o efeito do escoamento do ar definiram β como sendo:

$$\beta = \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_i \right)}{\left(1 - f_i \right)} \int_{\theta_F}^{\tilde{\theta}} - f_w'' \mu_{rT} d\theta \quad (\text{II.22})$$

Ainda MOREL-SEYTOUX et alli (1977) desprezando o efeito do escoamento do ar, definiram β como sendo:

$$\beta = \left(\tilde{\theta} - \theta_i \right) \Big|_{\theta_f}^{\tilde{\theta}} - \frac{f_w f_w''}{k_{rw}} d\theta \quad (\text{II.23})$$

Para solos permeáveis MOREL-SEYTOUX et alli (1977) e MOREL-SEYTOUX (1981), obtiveram uma boa estimativa de β , determinando $\bar{\beta}$ pelas seguintes equações:

$$\bar{\beta} = \frac{1 + \beta}{2} \quad (\text{II.24})$$

$$\bar{\beta} = \frac{1}{r^*} \left(1 + \frac{1}{\ln \left(\frac{r^*}{r^* - 1} \right)} \right) \quad (\text{II.25})$$

II.1.2.2 Intensidade Pluviométrica Variável

MOREL-SEYTOUX (1976), ao deduzir a fórmula para o cálculo do instante de saturação para intensidade pluviométrica constante, também deduziu uma expressão para intensidade variável, levando em consideração as mesmas hipóteses adotadas para a equação II.21.

$$t_p = t_{j-1} + \frac{1}{r_j} \left[\frac{(\tilde{\theta} - \theta_i) \cdot H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}{(1 - f_i)} + w_{j-1} \right] \left[e^{\frac{\tilde{K}}{\beta r_j - \tilde{K}}} \cdot \left[\prod_{v=1}^{j-1} \left(\frac{1 + \frac{(1 - f_i) \cdot w_v}{(\tilde{\theta} - \theta_i) \cdot H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}}{1 + \frac{(1 - f_i) \cdot w_{v-1}}{(\tilde{\theta} - \theta_i) \cdot H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}} \right)^{-\frac{\beta r_v - \tilde{K}}{\beta r_j - \tilde{K}}} - 1 \right] \right] \quad (\text{II.26})$$

Esta fórmula é aplicável à altas intensidades pluviométricas, sendo que para baixas intensidades, ela pode provocar sérios erros.

Para $j = 1$ e $f_i = 0$ a equação II.26 se reduz à equação II.21.

Desprezando o efeito do escoamento do ar, MOREL-SEYTOUX (1981) expressou a equação II.26 da seguinte maneira:

$$t_p = t_{j-1} + \frac{1}{r_j} \left[\frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_i \right) H_c}{\frac{r_j}{\tilde{K}} - 1} - \sum_{v=1}^{j-1} r_v \left(t_v - t_{v-1} \right) \right] \quad (\text{II.27})$$

Aplicando a equação II.27 para $j=1$, tem-se a equação de Mein e Larson para intensidade pluviométrica constante, conforme a equação II.15.

II.1.3 Formulação da Infiltração após a saturação

Após a saturação, a taxa de infiltração irá variar ao longo do tempo e o seu comportamento será de declínio.

MOREL-SEYTOUX et alli (1977) definiram a taxa de infiltração após a saturação da seguinte maneira:

$$I = \frac{\tilde{K} \cdot \left(\frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_i \right) \cdot H_c \left(\tilde{\theta}, \theta_i \right)}{1 - f_i} + W \right)}{\beta \left(W - W_p \cdot \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) \right)} \quad (\text{II.28})$$

A infiltração acumulada será (MOREL-SEYTOUX et alli, 1977 e

MOREL-SEYTOUX, 1978):

$$\frac{\tilde{K}}{\beta} \cdot (t - t_p) = W - w_p - \left[\frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_1 \right) \cdot H_C(\tilde{\theta}, \theta_1)}{1 - f_1} + w_p \cdot \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) \right] \cdot \ln \left[\frac{1 + \frac{\left(1 - f_1 \right) \cdot W}{\left(\tilde{\theta} - \theta_1 \right) \cdot H_C(\tilde{\theta}, \theta_1)}}{1 + \frac{\left(1 - f_1 \right) \cdot w_p}{\left(\tilde{\theta} - \theta_1 \right) \cdot H_C(\tilde{\theta}, \theta_1)}} \right] \quad (II.29)$$

Reorganizando as equações II.28 e II.29 e fazendo-se:

$$a = \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_1 \right) \cdot H_C(\tilde{\theta}, \theta_1)}{1 - f_1} \quad (II.30)$$

Obtém-se:

$$I = \frac{\tilde{K}(a + W)}{\beta \left(W - w_p \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) \right)} \quad (II.31)$$

$$\frac{\tilde{K}}{\beta} (t - t_p) = W - w_p - \left(a + w_p \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) \right) \ln \left(\frac{a + W}{a + w_p} \right) \quad (II.32)$$

MOREL-SEYTOUX (1981) desenvolveu uma outra formulação para determinar a infiltração após a saturação:

$$I = \frac{1}{2} \cdot S(w_p, \theta_1) \cdot \frac{1}{\sqrt{t - t_p + t_r}} + \frac{\tilde{K}}{\beta} \quad (II.33)$$

$$t_r = \frac{(S_f + W_p)^2}{\frac{2\tilde{K}}{\beta} (\beta r_p^* - 1)^2 \left(S_f + W_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) \right)} \quad (\text{II.34})$$

$$r_p^* = \frac{r_p}{\tilde{K}} \quad (\text{II.35})$$

Para o cálculo da sorptividade da chuva foi desenvolvida a seguinte expressão:

$$S(W_p, \theta_i) = \sqrt{\frac{2\tilde{K} (S_f + W_p)^2}{\beta \left(S_f + W_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) \right)}} \quad (\text{II.36})$$

Para determinar a infiltração acumulada durante a saturação foi utilizada a equação que se segue:

$$W = W_p + S(W_p, \theta_i) \cdot \left(\sqrt{t - t_p + t_r} - \sqrt{t_r} \right) + \frac{\tilde{K}}{\beta} \cdot (t - t_p) \quad (\text{II.37})$$

II.1.4 Outros Estudos Sobre o Processo

PHILIP, em 1957 (citado por BRAGA JR. e CONEJO, 1983), em resultados experimentais utilizando a formulação desenvolvida por ele, indicada na equação II.9, mostrou que o parâmetro b pode ser desprezado em virtude de sua ordem de magnitude ser menor que a do parâmetro a . Tendo-se em conta que o intervalo de tempo para o cálculo, no modelo de simulação é de 15 minutos, o erro cometido pela supressão de b é desprezível. Philip observou que o produto das equações II.9 e II.12 é

uma constante, expressa por:

$$fF = \frac{a^2}{2} \quad (\text{II.38})$$

A equação II.38 é válida para solos homogêneos e presume que a umidade do solo se ajuste nos intervalos entre duas chuvas consecutivas. Apesar destas duas condições serem raramente satisfeitas, a vasta experimentação do modelo em bacias de várias partes do mundo, mostrou ser razoável a adoção da equação II.38, com uma modificação para levar em consideração a redução da permeabilidade com a profundidade:

$$fF^n = \text{cte} \quad (\text{II.39})$$

Onde n é uma constante, $n > 1,0$.

OVERTON, em 1964 (citado por CANEDO, 1989), constatou que a equação de Holtan apresenta resultados bastante satisfatórios com relevantes vantagens sobre as demais equações empíricas apresentadas. Neste estudo, Overton faz uma interessante comparação analítica entre várias equações, mostrando como as equações de Green e Ampt, Philip, Kostyakov e Horton podem ser vistas como casos particulares da equação de Holtan.

WHISLER e BOUWER (1970) fez a comparação entre as equações de Green e Ampt, a de Philip e a solução numérica usada por WHISLER e WATSON (1968, citado por WHISLER e BOUWER, 1970) e quando possível com os experimentos observados. Foram utilizados 5 tipos de solo. A equação de Green e Ampt apresentou melhores resultados.

MOREL-SEYTOUX (1976) deduziu uma formulação para o cálculo do instante de saturação e da infiltração, levando em consideração a viscosidade do ar. Comparou os resultados obtidos com os dados experimentais de Rubin e Steinhardt, aplicando a formulação

desenvolvida e a fórmula proposta por Mein e Larson.

MOREL-SEYTOUX et alli (1977) demonstraram a sensibilidade da resposta da hidrógrafa para uma chuva modelo. Foram estudados 4 tipos de hietogramas diferentes com a mesma precipitação total. A chuva modelo foi um dado experimental colhido por JAMES e LARSON (1974, citado por MOREL-SEYTOUX et alli, 1977).

MOREL-SEYTOUX (1981) comparou 4 métodos para o cálculo da taxas de infiltração e do excesso de chuva utilizando um evento observado. Os métodos utilizados foram: o método de ϕ -Index, a equação de Horton, a equação de Green e Ampt e o método que calcula o instante da saturação. O método de ϕ -Index foi o único que apresentou resultados distoantes dos outros métodos. Salientou-se que a equação de Horton tem uma desvantagem em relação à equação de Green e Ampt, pelo fato de que seus parâmetros não têm nenhuma dependência com o conteúdo de água inicial.

O modelo STANFORD WATERSHED MODEL IV, SWM IV (BRAGA JR. e CONEJO, 1983) utiliza a equação de Philip modificada, equação II.38, para simular a taxa de infiltração com o tempo.

II.2 Evapotranspiração

A evapotranspiração é o fenômeno responsável pela transformação da água líquida para o estado de vapor, constituindo-se uma perda hídrica da bacia, pois transfere a umidade do solo para a atmosfera.

Os fatores meteorológicos que mais influenciam a evapotranspiração são: insolação, temperatura, diferença de pressão de vapor das camadas de ar, pressão atmosférica e vento. Apesar de se poder simular os fenômenos meteorológicos, sua avaliação pressupõe a determinação de inúmeras variáveis, cujas medições são defíceis de serem obtidas.

A evapotranspiração é a combinação dos processos da evaporação direta da água acumulada na superfície e nas camadas mais superficiais do solo, com a transpiração das plantas.

A evaporação em superfícies líquidas e nos solos saturados é afetada pelas condições meteorológicas, citadas anteriormente. Nos solos não saturados a evaporação, além das condições meteorológicas, é função da umidade do solo e da estrutura de suas camadas.

A transpiração também é influenciada pelas condições meteorológicas e ainda pelo desenvolvimento vegetativo das plantas.

As medições do tanque evaporimétrico tipo classe A são bastante utilizadas, devido à fácil obtenção dos dados e de que o tanque intrinsecamente sofre a influência das condições meteorológicas. Para a utilização dessas medições se faz necessário multiplicá-las por uma constante que varia com a época e o local.

Os modelos chuva-vazão utilizam diferentes intervalos para a simulação dos processos hidrológicos, sendo na maioria dos casos utilizado o intervalo de tempo diário. Caso não se tenha os dados diários do tanque evaporimétrico, pode-se, através de um polinômio de segunda ordem (CANEDO, 1974) estimar os dados diários a partir dos valores mensais, como se mostra a seguir:

$$e_{pd} = E_1 d^2 + E_2 d + E_3 \quad (\text{II.40})$$

$$E_1 = \frac{e_{pm} - 2e_{pm+1} + e_{pm+2}}{1800} \quad (\text{II.41})$$

$$E_2 = - \frac{e_{pm} + e_{pm+1}}{30} \quad (\text{II.42})$$

$$E_3 = - \frac{3e_{pm} + 6e_{pm+1} - e_{pm+2}}{8} \quad (\text{II.43})$$

Caso o intervalo seja menor que um dia, pode-se utilizar uma curva teórica tipo senóide (CANEDO, 1974), para transformar a evaporação potencial diária em taxa de evaporação potencial horária:

$$e_{ph} = 2,54E_1 \left(\text{sen}(0,2618(h - TH + 6)) - E_2h - E_3 \right) \quad (\text{II.44})$$

$$E_1 = \frac{e_t C_t}{2,54AUX} \quad (\text{II.45})$$

$$AUX = 3,82(\cos(0,2618(TB - TH + 6)) - \cos(0,2618(TE - TH + 6))) + \frac{E_2}{2} (TB^2 - TE^2) + E_3(TB - TE) \quad (\text{II.46})$$

$$TH = TB + 0,75(TE - TB) \quad (\text{II.47})$$

$$E_2 = \frac{\text{sen}(0,2618(TE - TH + 6)) - \text{sen}(0,2618(TB - TH + 6))}{TE - TB} \quad (\text{II.48})$$

$$E_3 = \frac{TE \cdot \text{sen}(0,2618(TE - TH + 6)) - TB \cdot \text{sen}(0,2618(TB - TH + 6))}{TE - TB} \quad (\text{II.49})$$

A senóide começa meia hora após o nascer do sol e termina uma hora após o pôr do sol. A taxa máxima ocorre a 3/4 deste período. A área compreendida pela senóide é a evaporação potencial diária.

$$e_p = \int_0^{24} e_{ph} dh \quad (\text{II.50})$$

CLABORN (1970, citado por CANEDO, 1974) testou a equação II.44 com dados do trabalho de VAN BAVEL (1966) que apresenta a distribuição

da evaporação ao longo dos dias 25 e 29 de abril de 1961 em Tempe, Arizona, EUA.

CANEDO (1974) calculou a transpiração com sendo uma fração da evaporação:

$$ET = e(1 + C) \quad (II.51)$$

Onde C é uma constante, $C \leq 1$.

II.3 Redistribuição da Umidade no solo

A simulação do perfil de umidade é muito difícil e complexa, devido ao fato de o solo ser anisotrópico.

CORREIA (1984) e CORREIA e MOREL-SEYTOUX (1985) desenvolveram uma formulação baseada no modelo tipo pistão. Assim, o perfil da frente úmida, passa a ter uma forma retangular, conforme indicado na figura II.2, cuja área é igual a área do perfil real.

A posição inicial da frente úmida, logo após cessar a chuva, é definida pela equação de balanço de massa:

$$Z_{fo} = \frac{W}{\theta_L - \theta_i} \quad (II.52)$$

APROXIMAÇÃO DO PERFIL DE UMIDADE

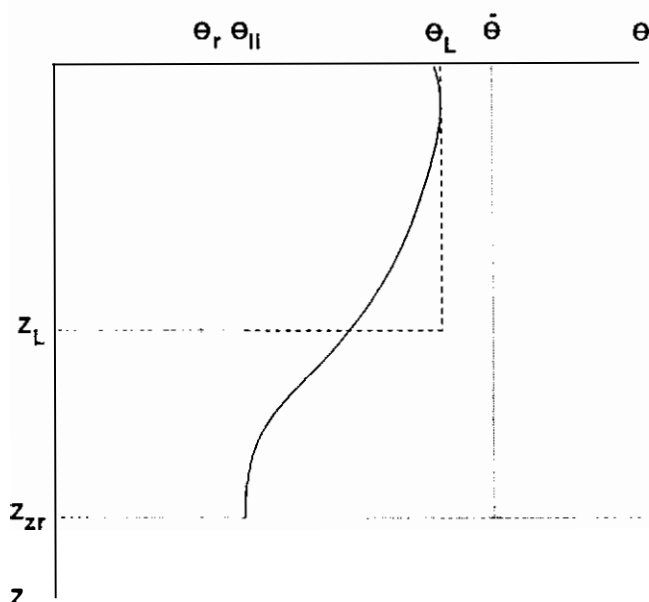


Figura II.2

CORREIA (1984) e CORREIA e MOREL-SEYTOUX (1985) estabeleceram para o cálculo de θ_L a expressão:

$$\theta_L = \theta_r + \left(\frac{R}{\tilde{K}} \right)^{1/n} \left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) \quad (\text{II.53})$$

Em um instante t após cessar a chuva, o perfil associado a um conteúdo de água, θ , terá uma profundidade Z_f definida pela equação de balanço de massa expressa por:

$$Z_f = \frac{W - E - q_i t}{\theta - \theta_i} \quad (\text{II.54})$$

A consideração de q_i expressa a mobilidade inicial do perfil de umidade definido por θ_i . Pode-se expressar a taxa de variação do conteúdo de água da seguinte maneira:

$$\frac{d\theta^*}{dt} = - \frac{q - q_i + e}{Z_f \left(\tilde{\theta} - \theta_r \right)} \quad (\text{II.55})$$

A lei de Darcy para o escoamento em um solo insaturado, se os efeitos capilares podem ser desprezíveis, reduz-se à forma:

$$q = \tilde{K} \cdot k_{rw}(\theta) \quad (\text{II.56})$$

Expressando $k_{rw}(\theta)$ como uma função potencial de θ^* , tem-se:

$$q = \tilde{K} \theta^{*n} \quad (\text{II.57})$$

Reorganizando-se a equação II.55 e aplicando a equação II.57, obtém-se:

$$\frac{d\theta^*}{dt} = \frac{\left[e + \tilde{K} \left(\theta^{*n} - \theta_i^{*n} \right) \right] \left(\theta^* - \theta_i^* \right)}{W - E - q_i t} \quad (\text{II.58})$$

Integrando a equação II.58 obtém-se:

$$t(\theta^*) = \int_{\theta^*}^{\theta_L^*} \frac{W - E - q_i t}{\left[e + \tilde{K} \left(u^n - \theta_i^{*n} \right) \right] \left(u - \theta_i^* \right)} du \quad (\text{II.59})$$

Deste modo, as variáveis são: o conteúdo de água, θ^* , e o tempo decorrido, $t(\theta^*)$. Conhecendo uma delas e aplicando a equação II.59 pode-se descobrir a outra.

CAPÍTULO III

DESCRIÇÃO DO MODELO OMEGA

Este capítulo descreve a metodologia desenvolvida para o modelo OMEGA, mostrando como o modelo tenta incorporar na sua formulação os comportamentos não lineares de alguns processos hidrológicos. Os principais processos hidrológicos em que o modelo tenta manter a não linearidade são: instante de saturação, infiltração após a saturação, evapotranspiração, redistribuição da umidade e recarga do aquífero.

O modelo OMEGA divide a bacia em isócronas, delimitando subdivisões na bacia que possuem o mesmo tempo de viagem. O modelo faculta a divisão da isócrona em subseções, o que facilita a discretização da bacia, em regiões homogêneas, segundo os critérios hidropedológicos. O modelo efetua todos os cálculos dos processos hidrológicos para cada subseção isoladamente, sem que uma interfira na outra.

III.1 Infiltração

A infiltração é o processo pelo qual a água precipitada penetra ao longo do tempo no meio poroso.

A formulação matemática deste processo deve levar em consideração que a taxa de infiltração varia tanto no tempo como no espaço. A maioria das formulações sobre infiltração dizem respeito à variabilidade do fenômeno no tempo. Para contemplar a variabilidade

espacial, a bacia é dividida em subseções, onde as características hidropedológicas dentro de cada subseção são bastante semelhantes.

A zona das raízes é a profundidade máxima das raízes das plantas, limitadora do alcance da evapotranspiração.

O processo de infiltração é concebido no modelo como tendo dois comportamentos distintos: no primeiro caso, a água precipitada no solo se infiltra na zona das raízes (fase I); no outro caso, a água precipitada no solo não se infiltra toda na zona das raízes, indo parte dela indo contribuir para o escoamento superficial (fase II). O nível de saturação do solo é quem determina em que fase se encontra o processo de infiltração.

Na fase I, a taxa de infiltração é constante e igual à intensidade da precipitação. Este comportamento ocorre quando a intensidade da precipitação é menor que a condutividade hidráulica na saturação, \tilde{K} , ou quando a intensidade de precipitação é maior ou igual a \tilde{K} . No entanto, o solo não chega a saturar ao longo do intervalo de simulação, conforme ilustrado na Figura III.1.

Na fase II, a taxa de infiltração é dividida em duas partes: até o instante da saturação, a taxa de infiltração é constante e igual à taxa de precipitação; após o instante da saturação, é variável e igual à capacidade de infiltração do solo. Este comportamento deve-se à saturação do solo dentro do intervalo de simulação. Após o instante de saturação, a taxa de infiltração vai decrescendo exponencialmente, conforme a capacidade de infiltração do solo (Figura III.2). A diferença entre a taxa de precipitação e a capacidade de infiltração é a parte da chuva que irá contribuir para o escoamento superficial.

Na conceituação do modelo, é de extrema importância determinar com exatidão o instante de saturação do solo para promover o mecanismo de separação do escoamento.

INFILTRAÇÃO

CASO I

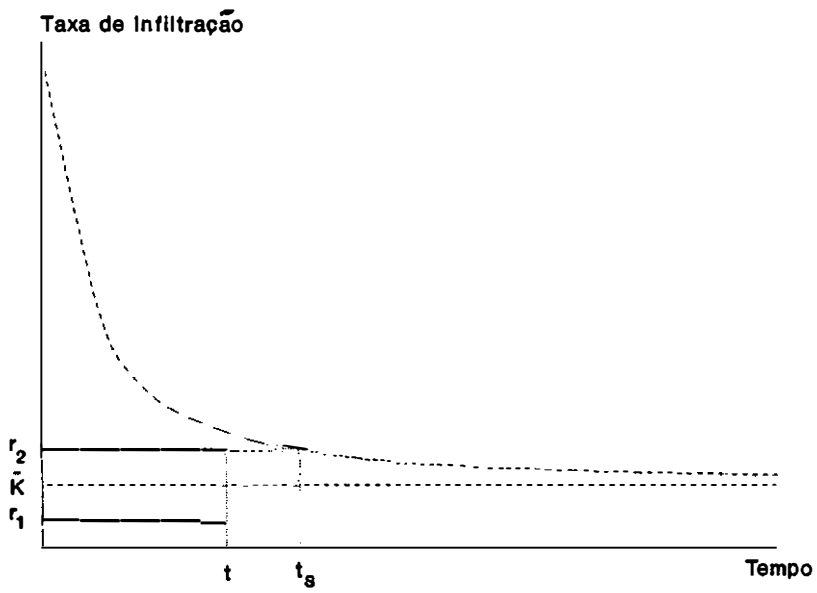


Figura III.1

INFILTRAÇÃO

CASO II

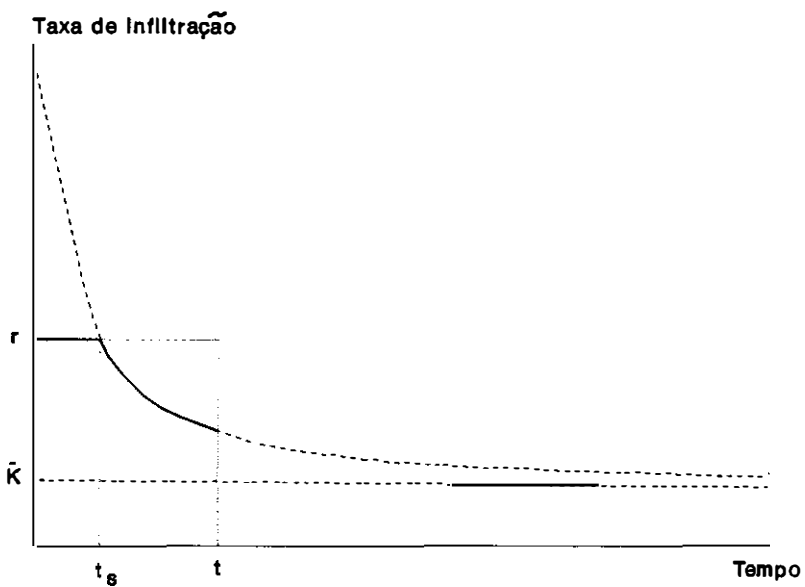


Figura III.2

III.1.1 Instante de saturação do solo

Para o cálculo do instante de saturação, o modelo utiliza a formulação desenvolvida por MOREL-SEYTOUX (1981) para intensidade pluviométrica variável (equação II.27), a partir da equação de Mein e Larson, para intensidade pluviométrica constante.

$$t_s = t_o + \frac{1}{r} \left[\frac{S_f}{\frac{r}{\tilde{K}} - 1} - W_{op} \right] \quad (\text{III.1})$$

A sucção capilar representa uma força exercida pelo solo para puxar a água para seu interior. MEIN e LARSON (1971) e MOREL-SEYTOUX e BILLICA (1985) deduziram a seguinte expressão:

$$S_f = \left(\tilde{\theta} - \theta \right) H_c \quad (\text{III.2})$$

Pela equação III.2, tem-se:

$$\begin{aligned} \theta = \tilde{\theta} &\implies S_f = 0 && (\text{Caso do solo Saturado}); \\ \theta = \theta_r &\implies S_f = \left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) H_c && (\text{Caso do solo seco}) \end{aligned}$$

Com isto, nota-se que, quanto mais seco o solo, maior a sucção capilar.

A altura capilar efetiva representa a capilaridade do solo. Capilaridade é o fenômeno em que o fluido pode subir ou descer em tubos de diâmetros muito pequenos.

MOREL-SEYTOUX (1978) deduziu a seguinte expressão para determinar a altura capilar efetiva:

$$H_C = \left(1 - \theta^{*6} \right) H_{Cmax} \quad (III.3)$$

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_r}{\tilde{\theta} - \theta_r} \quad (III.4)$$

III.1.2 Capacidade de infiltração

O modelo utiliza a formulação desenvolvida por MOREL-SEYTOUX (1976), equação II.29, desprezando o efeito do escoamento do ar, $f_1 = 0$.

$$\frac{K}{\beta} (t - t_s) = W - W_s - \left(S_f + W_s \left(1 - \frac{\beta_s}{\beta} \right) \right) \ln \left(\frac{S_f + W}{S_f + W_s} \right) \quad (III.5)$$

Como W , infiltração acumulada no instante t , não pode ser explicitada na equação III.5, faz-se necessário uma aproximação. A aproximação adotada foi o desenvolvimento por série de Taylor do termo logarítmico da equação III.5, truncando no termo de segunda ordem e resolvendo a equação quadrática resultante. Obtém-se então:

$$W_1 = \left[\frac{2\tilde{K}}{\beta} (S_f + W_{1-1}) \Delta t_{1-1} + \left(W_{1-1} - W_s \left(1 - \frac{\beta_s}{\beta} \right) - \frac{\tilde{K} \Delta t_{1-1}}{2\beta} \right)^2 \right]^{1/2} + \frac{\tilde{K} \Delta t_{1-1}}{2\beta} + W_s \left(1 - \frac{\beta_s}{\beta} \right) \quad (III.6)$$

$$\Delta t_1 = t_f - t_1 \quad (III.7)$$

Para o cálculo de W procede-se da seguinte maneira:

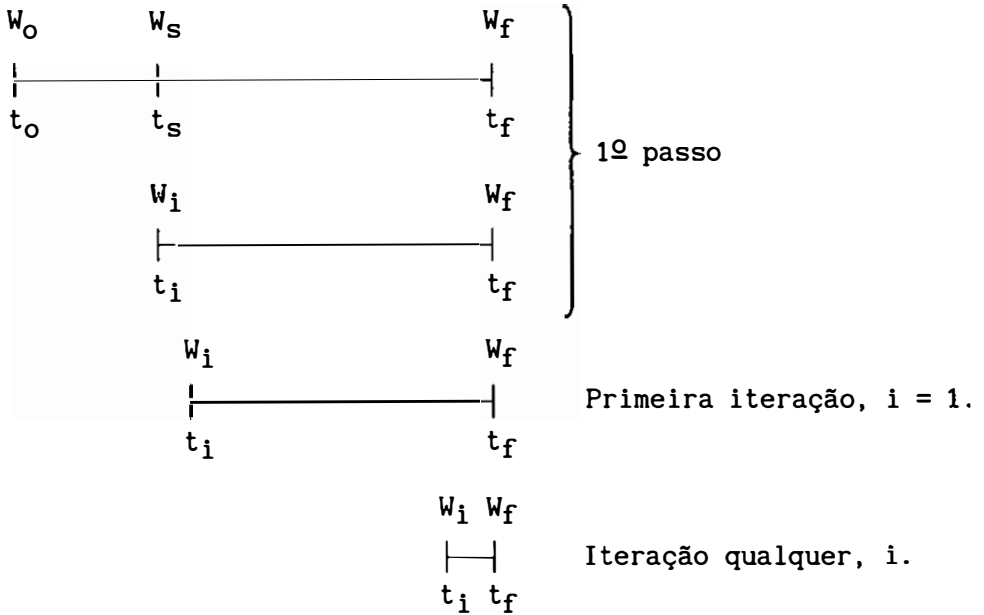
1º Passo: Inicia-se com: $W_0 = W_s$ e $\Delta t = t_f - t_s$.

2º Passo: Calcula-se W_i , equação III.6.

3º Passo: Calcula-se t_i , equação III.5.

4º Passo: Calcula-se Δt_i , equação III.7.

5º Passo: Verifica se Δt_i está próximo de zero. Caso não esteja próximo de zero, repete-se os passos de 2 a 4 até se verificar a convergência.



III.2 Escoamento superficial

O escoamento superficial é a água precipitada que não se infiltrou no solo e escoou pela superfície da bacia indo até a calha do rio. O escoamento superficial ocorre quando o solo satura e o excesso de infiltração preenche todas as saliências da superfície do solo, fazendo com que parte da água precipitada escoe pela superfície da bacia. Esta água que escoou é chamada de precipitação efetiva.

O modelo adota o método do hidrograma unitário generalizado de Larrieu (CORREIA, 1984). Por este método, um pulso unitário da

precipitação efetiva que ocorra em uma isócrona j da bacia em um instante t , irá alcançar a seção exultória da mesma em um instante posterior $t + j$ e gerar um escoamento em resposta ao pulso.

A vazão superficial é a precipitação efetiva amortecida pelo hidrograma unitário, dada por:

$$Q_s = \frac{A}{0,36\Delta t} \sum_{i=1}^{NOH} P_{e,t-i+1} \delta_{s_i} \quad (\text{III.8})$$

A precipitação efetiva é a água precipitada menos a água infiltrada no solo e menos a água que falta para preencher as saliências da superfície do solo.

A precipitação efetiva na bacia é a média ponderada das precipitações efetivas das isócronas devidamente defasadas no tempo, segundo o método de Larrieu.

$$P_{e,t} = \sum_{j=1}^{NI} P_{e,j,t-i+1} \delta_j \quad (\text{III.9})$$

A precipitação efetiva na isócrona é a média ponderada das precipitações efetivas de suas subseções:

$$P_{e,j,t} = \sum_{k=1}^{NS_j} P_{e,j,k,t} \delta_{j,k} \quad (\text{III.10})$$

Embora o método utilizado pelo modelo leve em consideração a

variabilidade espacial da precipitação efetiva na bacia, o mesmo representa o fenômeno através de um sistema linear. O modelo considera bastante aceitável esta aproximação, uma vez que já se considera a não linearidade da saturação e da infiltração para o cálculo da precipitação efetiva.

III.3 Infiltração Profunda

A infiltração profunda é a água que percola da zona das raízes para o aquífero, isto é, a água que continua infiltrando-se no solo após atingir uma profundidade maior que o limite inferior da zona das raízes.

A aplicação da lei de Darcy para o escoamento em um solo não saturado, se os efeitos capilares forem desprezíveis, leva a:

$$q = \tilde{K} k_{rw}(\theta) \quad (\text{III.11})$$

CORREIA (1984) expressou $k_{rw}(\theta)$ como uma função do conteúdo de água normalizado no limite inferior da zona das raízes expressa por:

$$k_{rw}(\theta) = \theta_{li}^{*n} \quad (\text{III.12})$$

Substituindo a equação III.12 em III.11, tem-se:

$$q = \tilde{K} \theta_{li}^{*n} \quad (\text{III.13})$$

Com isto, a infiltração profunda no intervalo será:

$$q = \tilde{K} \frac{\theta_{li_o}^{*n} + \theta_{li_f}^{*n}}{2} \quad (\text{III.14})$$

No período chuvoso, o conteúdo de água normalizado no limite inferior da zona das raízes pode ser aproximado segundo um polígono, conforme a figura III.3, onde a área do polígono aumenta ou diminui conforme o volume de água contido no solo, como ilustrado na figura III.4.

APROXIMAÇÃO DO PERFIL DE UMIDADE

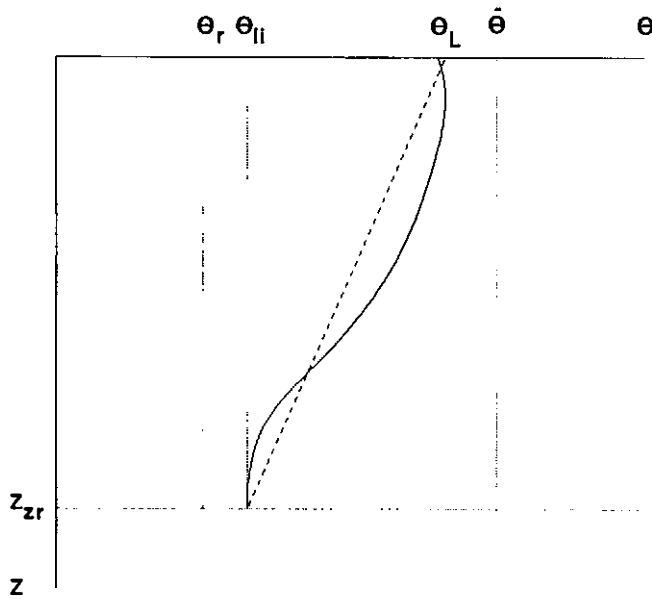


Figura III.3

MOVIMENTAÇÃO DO PERFIL DE UMIDADE

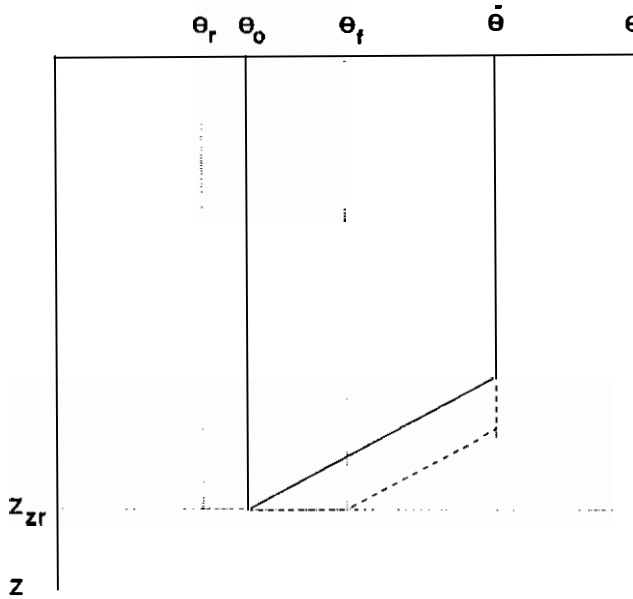


Figura III.4

Existem 3 situações para o cálculo do conteúdo de água normalizado no limite inferior da zona das raízes no final do intervalo. Para V_p igual à área do polígono e V_m o volume máximo retido pelo solo:

- Se $V_p < V_m$ e $Z_1 + Z_2 \leq Z_{zr}$, o conteúdo de água no limite inferior da zona das raízes não se altera;
- No caso em que $V_p < V_m$ e $Z_1 < Z_{zr} < Z_1 + Z_2$, utilizando-se V_p , V_m e a área do triângulo ABF determinar-se o ponto B, consequentemente o conteúdo de água no limite inferior da zona das raízes, conforme a figura III.5;
- Quando $V_p \geq V_m$, o conteúdo de água no limite inferior da zona das raízes é igual a 1.

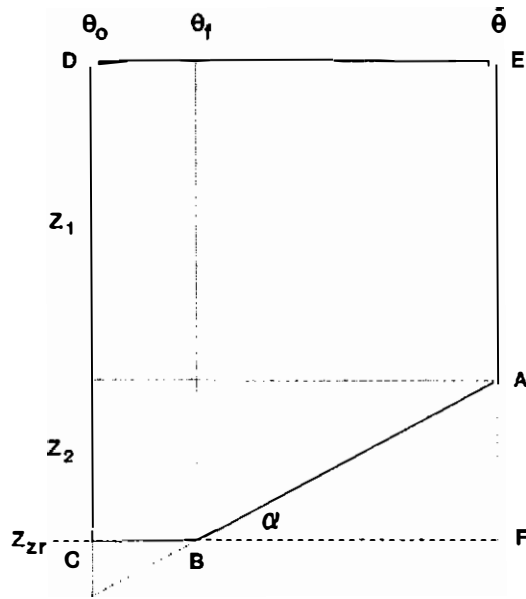


Figura III.5

III.4 Evapotranspiração potencial

A evapotranspiração potencial pode ser vista, segundo Thornthwaite e, posteriormente por Penman (VILLA NOVA e REICHARDT, 1989), como sendo a perda d'água de uma superfície coberta com grama batatais, em fase de crescimento ativo, bem suprida de umidade, no centro de uma área tampão irrigada.

Evapotranspiração é a soma da evaporação da água do solo com a transpiração das plantas. A evaporação da água do solo se deve à incidência dos raios solares, fazendo com que a água contida no solo transforme-se em vapor e passe a integrar o ar atmosférico. A transpiração deve-se ao desenvolvimento vegetativo das plantas. O processo é basicamente a retirada da água do solo pela planta e eliminação da mesma por transpiração. A evapotranspiração potencial depende da incidência dos raios solares. Durante o dia ela é variável e

positiva; durante a noite é quase desprezível e, às vezes, negativa (condensação do ar atmosférico). Assim,

$$e_{t_p} = e_p + t_r \quad (\text{III.15})$$

A evaporação potencial não é constante durante o dia. Em dias claros, céu sem nuvens, pode-se aproximar a variação por uma senóide (CANEDO, 1974), conforme a figura III.6. A evaporação potencial só começa após o nascer do sol e termina após o crepúsculo. Por aproximação admite-se que a evaporação começa meia hora após o nascer do sol e termina uma hora após o pôr do sol.

EVAPORAÇÃO POTENCIAL

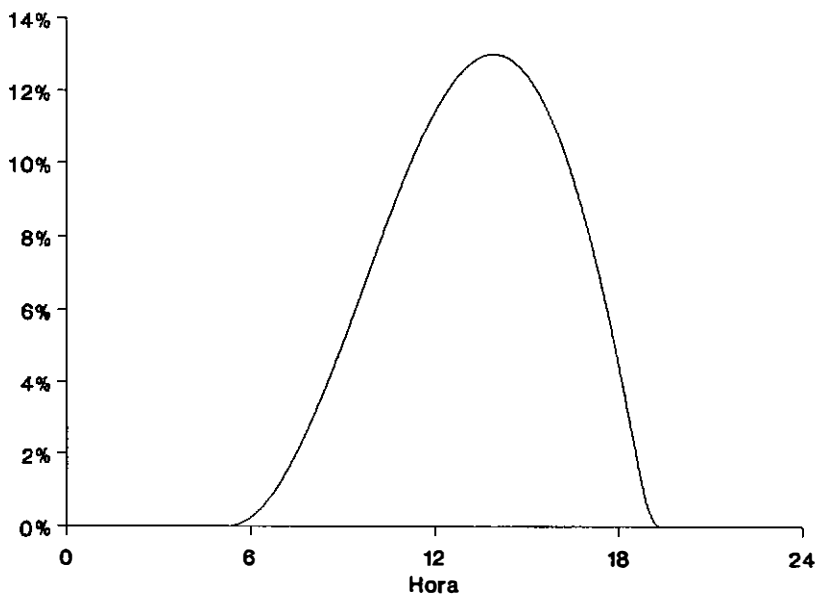


Figura III.6

A taxa de evaporação potencial é dada por:

$$e_p = 2,54E_1 \left(\sin(0,2618(h - T_H + 6)) - E_2h - E_3 \right) \quad (\text{III.16})$$

$$E_1 = \frac{e_t C_t}{2,54AUX} \quad (III.17)$$

$$AUX = 3,82(\cos(0,2618(TB - TH + 6)) - \cos(0,2618(TE - TH + 6))) + \frac{E_2}{2} (TB^2 - TE^2) + E_3 (TB - TE) \quad (III.18)$$

$$TH = TB + 0,75(TE - TB) \quad (III.19)$$

$$E_2 = \frac{\text{sen}(0,2618(TE - TH + 6)) - \text{sen}(0,2618(TB - TH + 6))}{TE - TB} \quad (III.20)$$

$$E_3 = \frac{TE \cdot \text{sen}(0,2618(TE - TH + 6)) - TB \cdot \text{sen}(0,2618(TB - TH + 6))}{TE - TB} \quad (III.21)$$

A evaporação potencial do intervalo é a integral da evaporação potencial instantânea dentro do intervalo de simulação dividida pelo tempo decorrido no intervalo. Assim,

$$e_p = \frac{\int_{t_o}^{t_f} e_{pu} du}{t_f - t_o} \quad (III.22)$$

Substituindo a equação III.16 em III.22, obtém-se:

$$e_p = \frac{\int_{t_o}^{t_f} 2,54E_1(\text{sen}(0,2618(u - TH + 6)) - E_2u - E_3) du}{t_f - t_o} \quad (III.23)$$

Como a forma da função impossibilita a integração algébrica,

torna-se necessário utilizar um método de integração numérica. O método utilizado no caso foi a regra do trapézio. Utilizou-se cinco pontos para a integração, visto que o intervalo de integração é pequeno e a função, devido a este fato, não varia muito no intervalo.

A transpiração pode ser obtida por lisímetro ou por fórmulas empíricas. Como não é tão fácil obter os dados para a aplicação das fórmulas empíricas, optou-se por considerar, arbitrariamente, a transpiração como sendo 75% da evaporação corrigida do tanque evaporimétrico (CANEDO, 1974). Com isto a evapotranspiração potencial será:

$$et_p = 1,75e_p \quad (III.24)$$

III.5 Redistribuição da umidade no solo

Essa redistribuição caracteriza o processo pelo qual a água infiltrada vai penetrar no solo durante o decorrer do tempo, após haver cessado o período chuvoso.

O cálculo da redistribuição da umidade no solo é feito através do balanço de água do solo:

$$W = W_0 - p(t - t_0) \quad (III.25)$$

As perdas consideradas no balanço ocorrem por evapotranspiração e por infiltração profunda:

$$p = et + q \quad (III.26)$$

APROXIMAÇÃO DO PERFIL DE UMIDADE

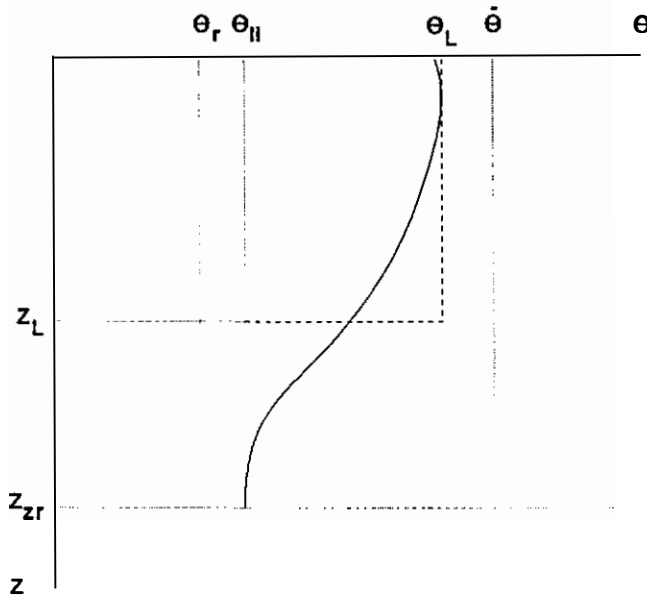


Figura III.7

Como o perfil real da frente úmida não é constante, é adotada uma aproximação em que se considera o perfil como se seu formato fosse retangular (CORREIA, 1984), conforme indicado na figura III.7.

Existem duas situações distintas para o perfil da frente úmida: o perfil atingiu o limite inferior da zona das raízes ($z = z_{zr}$) ou não ($z < z_{zr}$).

Quando o perfil da frente úmida não atinge o limite inferior da zona das raízes, o comportamento desse perfil é de se aprofundar e estreitar no decorrer do tempo (figura III.8), devido à penetração da água no solo e as perdas consideradas no balanço.

O volume do perfil é então:

$$W = (\theta - \theta_{li}) Z \quad (\text{III.27})$$

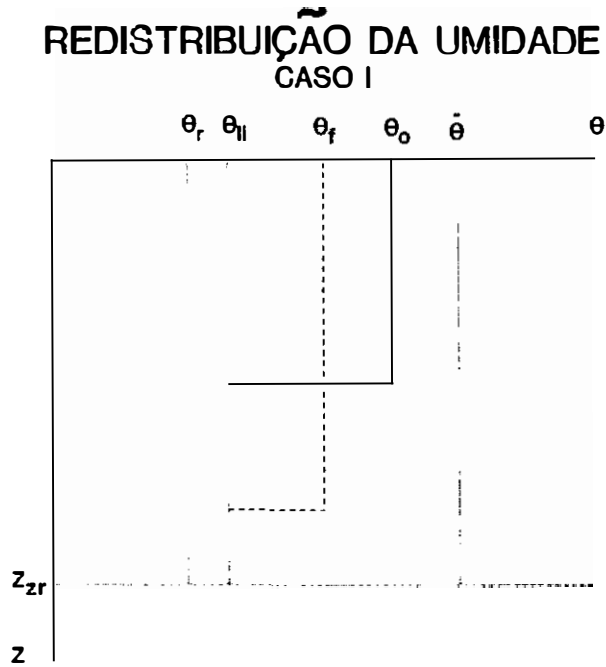


Figura III.8

Z e θ são variáveis desconhecidas que podem, com o mesmo W , assumir vários valores dependendo das características do solo.

Substituindo as equações III.26 e III.27 em III.25, tem-se:

$$(\theta - \theta_{li})Z = W_0 - (et + q)(t - t_0) \quad (\text{III.28})$$

Neste caso, W_0 é a infiltração acumulada desde o início do período chuvoso até o instante t_0 .

Faz-se necessário determinar $\partial\theta^*/\partial t$ para poder integrar $\partial\theta^*$. Coloca-se a equação III.28 em função de θ^* porque e e q são função de θ^* :

$$\theta = \theta_r + (\tilde{\theta} - \theta_r)\theta^* \quad (\text{III.29})$$

Substituindo a equação III.29, aplicada para θ e θ_{li} , em III.28, obtém-se:

$$\left(\theta^* - \theta_{li}^* \right) \left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z = W_o - (et + q) (t - t_o) \quad (III.30)$$

Explicitando θ^* na equação III.30 obtém-se:

$$\theta^* = \theta_{li} + \frac{W_o - (et + q) (t - t_o)}{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z} \quad (III.31)$$

Derivando a equação III.31 em função de t , chega-se a:

$$\frac{\partial \theta^*}{\partial t} = - \frac{et + q}{Z \left(\tilde{\theta} - \theta_r \right)} \quad (III.32)$$

Reorganizando-se a equação acima:

$$\partial t = - \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z}{et + q} \partial \theta^* \quad (III.33)$$

Integrando os dois lados da equação:

$$\int_{t_o}^t \partial u = \int_{\theta_o^*}^{\theta^*} - \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z}{et + q} \partial u \quad (III.34)$$

Como Z é variável no tempo, reorganizando-se a equação III.30 tem-se:

$$Z = \frac{W_o - (et + q)(t - t_o)}{(\theta^* - \theta_{li}^*)(\tilde{\theta} - \theta_r)} \quad (\text{III.35})$$

A evapotranspiração é uma função de θ^* , conforme indicado na figura III.9, definida como sendo:

$$e = et_p \sqrt{\theta^*} \quad (\text{III.36})$$

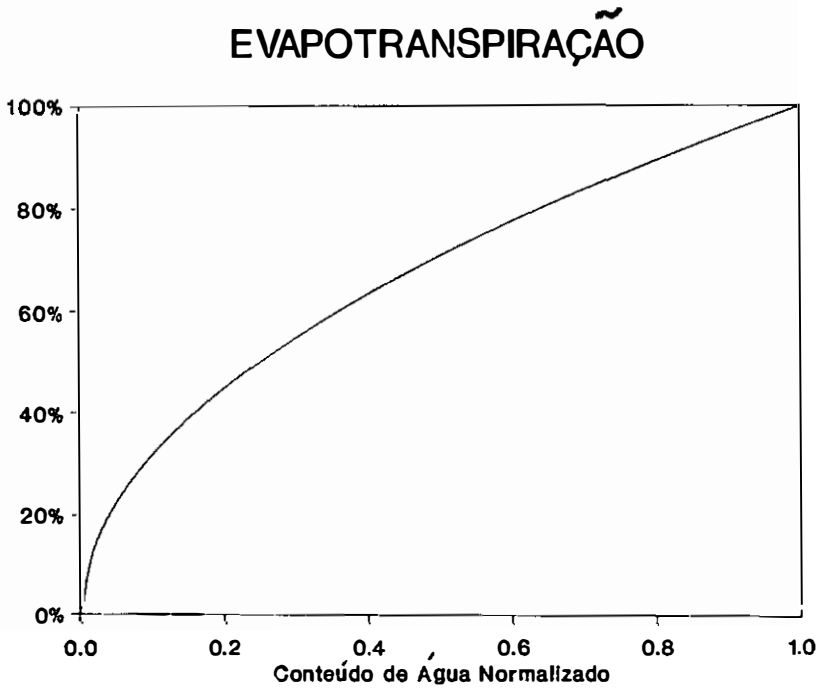


Figura III.9

Substituindo-se as equações III.13, III.35 e III.36 em III.34 obtém-se:

$$t - t_o = \int_{\theta_o^*}^{\theta^*} - \frac{W_o - \left(et_p \sqrt{u} + \tilde{k} \theta_{li}^{*n} \right) (t - t_o)}{\left(et_p \sqrt{u} + \tilde{k} \theta^{*n} \right) (u - \theta_{li}^*)} du \quad (\text{III.37})$$

Aplicando-se a equação III.37 para o intervalo de simulação, tem-se $t = t_f$ e $\theta^* = \theta_f^*$. Dada a dificuldade de se obter a integração algébrica da função, utiliza-se o método de extrapolação de Romberg para calcular numericamente a integral. O limite superior da integral, θ_f^* , é a única incógnita da equação. Assim, utiliza-se um método de otimização para poder encontrar o seu valor a cada passo. O método utilizado foi o da seção áurea, que será definido detalhadamente adiante, com a função de minimização sendo o quadrado da diferença entre o termo da direita da equação III.37 e o termo da esquerda da mesma equação:

$$F = \left[t - t_o - \int_{\theta_o^*}^{\theta^*} - \frac{w_o - \left(e t_p \sqrt{u} + \tilde{K} \theta_{li}^{*n} \right) (t - t_o)}{\left(e t_p \sqrt{u} + \tilde{K} \theta^{*n} \right) (u - \theta_{li}^*)} du \right]^2 \quad (\text{III.38})$$

Onde F é a função objetivo a ser minimizada pelo método da seção áurea, em cm^2 .

Neste caso, o conteúdo de água normalizado no limite inferior da zona das raízes permanece o mesmo durante o intervalo, devido à aproximação do perfil da frente úmida não ter atingido o limite inferior da zona das raízes.

Quando o perfil da frente úmida atinge o limite inferior da zona das raízes, a profundidade do perfil passa a ser conhecida e igual a Z_{zr} . O comportamento do perfil neste caso é de estreitar-se ao longo do tempo (ver figura III.10).

A equação III.27 é então modificada para:

$$W = (\theta - \theta_r) Z_{zr} \quad (\text{III.39})$$

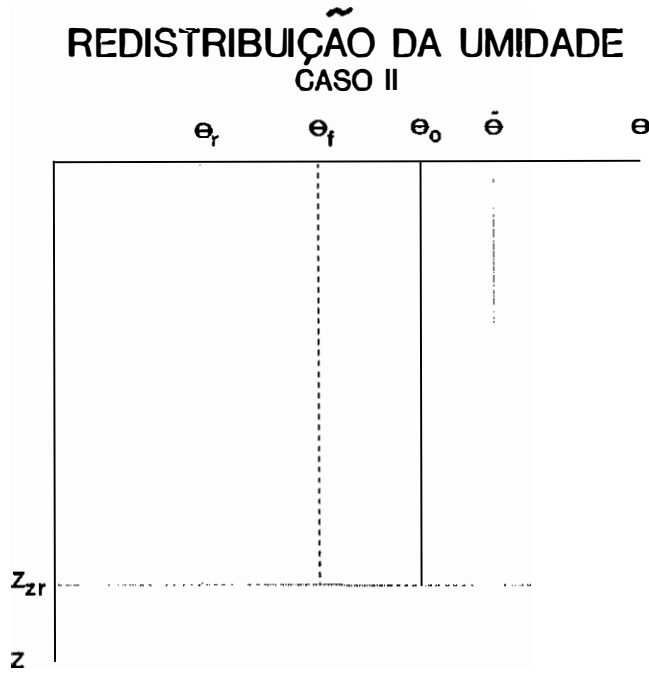


Figura III.10

Substituindo as equações III.26 e III.39 em III.25, tem-se:

$$(\theta - \theta_r) Z_{zr} = W_0 - (et + q)(t - t_0) \quad (\text{III.40})$$

Combinando-se as equações III.29 e III.40 chega-se a:

$$\theta^* (\tilde{\theta} - \theta_r) Z_{zr} = W_0 - (et + q)(t - t_0) \quad (\text{III.41})$$

Explicitando θ^* :

$$\theta^* = \frac{W_0 - (et + q)(t - t_0)}{(\tilde{\theta} - \theta_r) Z_{zr}} \quad (\text{III.42})$$

Derivando-se a equação III.42 em função de t :

$$\frac{\partial \theta^*}{\partial t} = - \frac{et + q}{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z_{Zr}} \quad (\text{III.43})$$

e daí,

$$\partial t = - \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z_{Zr}}{et + q} \partial \theta^* \quad (\text{III.44})$$

Integrando-se os dois lados da equação:

$$\int_{t_0}^t \partial u = \int_{\theta_0^*}^{\theta^*} - \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z_{Zr}}{et + q} \partial u \quad (\text{III.45})$$

A substituição das equações III.36 e III.13, $\theta_{1i}^* = \theta^*$, em III.45 leva a:

$$t - t_0 = \int_{\theta_0^*}^{\theta^*} - \frac{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) Z_{Zr}}{et_p \sqrt{u} + \tilde{K}u^n} \partial u \quad (\text{III.46})$$

A resolução da equação acima é feita da mesma forma descrita para a equação III.37, com a utilização do método da seção áurea para encontrar θ_{1i}^* e o método da extrapolação de Romberg para a integração numérica.

Neste caso, o conteúdo de água normalizado no limite inferior da zona das raízes varia como o tempo, devido à aproximação do perfil da

frente úmida ter atingido o limite inferior da zona das raízes, levando ao estreitamento do perfil.

III.6 Recarga do aquífero

O mecanismo da recarga do aquífero acontece com o fluxo de água que sai da zona das raízes e vai, posteriormente, contribuir para a elevação do nível do lençol freático.

Parte da água precipitada, que se infiltra na zona das raízes, vai ao longo do tempo se infiltrando cada vez mais no solo. Quando a água infiltrada atinge o limite inferior da zona das raízes, deixa de existir o efeito da evapotranspiração; surgindo assim, o mecanismo de infiltração profunda. A recarga do aquífero é a infiltração profunda defasada no tempo. Defasamento esse que depende das características do solo, da umidade nessa região e da profundidade média do aquífero.

O processo que governa o escoamento da água no solo, em meio poroso saturado, é não linear.

CORREIA (1984) formulou um modelo linear não-estacionário para representar a não linearidade da recarga do aquífero:

$$k(t) = \frac{C + qt}{R + qt} \tanh(\alpha qt) \quad (\text{III.47})$$

O parâmetro α é definido como sendo:

$$\alpha = \frac{6}{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right) H_c q^{*1/8}} \quad (\text{III.48})$$

Como $\tanh(\alpha qt)$ é um termo de transiente rápido com limite permanente igual a 1, pode-se, para intervalos de tempo maiores ou iguais a uma hora, assumir $\tanh(\alpha qt) = 1$, sem prejuízo para a precisão dos resultados (CORREIA, 1984). Com isto a equação III.47 passa a ser:

$$k(t) = \frac{C + qt}{R + qt} \quad (\text{III.49})$$

$$C = \left(\theta_{aq} - \theta_r \right) \frac{H_c}{3} \quad (\text{III.50})$$

$$R = \frac{\theta_{aq} - \theta_r}{\mu_r} \left(H_c + 0,02 \left(Z_{aq} - Z_{zr} - 300 \right) \right) \quad (\text{III.51})$$

O conteúdo de água no aquífero é expresso por:

$$\theta_{aq} = \theta_r + \left(\tilde{\theta} + \theta_r \right) \theta_{aq}^* \quad (\text{III.52})$$

Onde θ_{aq}^* é o conteúdo de água normalizado no aquífero:

$$\theta_{aq}^* = \left(\frac{q}{\tilde{K}} \right)^{1/n} \quad (\text{III.53})$$

MOREL-SEYTOUX e BILLICA (1985) formularam a seguinte equação para a viscosidade relativa total:

$$\mu_r = \frac{1}{\theta_{aq}^{*n} + \frac{\mu_r}{\mu_a} \left(1 - \theta_{aq}^* \right)^2 \left(1 - \theta_{aq}^{*n-2} \right)} \quad (\text{III.54})$$

O pulso unitário da recarga do aquífero pode ser estabelecido, a partir da equação III.49, para $t > 1$ como sendo:

$$\delta_r(t) = k(t) - k(t-1) \quad (\text{III.55})$$

Onde δ_r é a ordenada do hidrograma unitário da recarga do aquífero. Para $t = 1$:

$$\delta_r(t) = k(t) \quad (\text{III.56})$$

Isso comprova que tanto k como δ_r não são estacionários, dado que dependem de q e θ_{aq} .

A recarga do aquífero na bacia é calculada como a média ponderada da recarga nas isócronas:

$$R_b = \sum_{j=1}^{NI} R_{jt} \delta_j \quad (\text{III.57})$$

A recarga do aquífero nas isócronas, por sua vez, é avaliada como a média ponderada da recarga nas subseções:

$$R_{jt} = \sum_{k=1}^{NS_j} R_{j,k_t} \delta_{j,k} \quad (\text{III.58})$$

Finalmente, a recarga do aquífero na subseção é obtida pelo amortecimento do hidrograma unitário não-estacionário da recarga:

$$R_{j,i_t} = \sum_{r=1}^{NO_{j,i}} k_{t-r+1} \delta_r \quad (III.59)$$

Onde $NO_{j,i}$ é Número de ordenadas do hidrograma de recarga não estacionário da subseção i da isócrona j .

O intervalo de simulação dos processos relacionados com o escoamento de base, recarga do aquífero e vazão de base, podem ter uma amplitude maior e múltipla do adotado para os processos relacionados com o escoamento superficial, pelo fato de sua variação ser mais lenta.

III.7 Escoamento de base

O escoamento de base deve-se ao afloramento da água proveniente do aquífero. A vazão de base é a recarga do aquífero na bacia amortecida pelo hidrograma unitário, expressa por:

$$Q_b = \frac{A}{0,36\Delta t} \sum_{i=1}^{NOH} R_{b_{t-i+1}} \delta_{b_i} \quad (III.60)$$

Durante toda a duração do intervalo de simulação do escoamento de base, pressupõe-se que a vazão de base permanece constante.

III.8 Primícias da metodologia

A metodologia desenvolvida para o modelo, requer o estabelecimento de algumas premissas para sua validação.

- Início da simulação

Para iniciar a simulação, o evento deve começar num período sem chuva e o perfil da frente úmida deve ser constante, isto é, o conteúdo de água na zona das raízes deve ser o mesmo, independentemente da profundidade.

- Período com chuva

No primeiro intervalo com chuva deve-se proceder da seguinte forma:

a) Atualizar, caso seja necessário, o perfil da frente úmida quando $\theta \neq \theta_{li}$. Para isto, faz-se a mesma aproximação adotada no item III.5, equação III.39.

$$W = Z_{Zr} (\theta - \theta_r) \quad (III.61)$$

Explicitando θ , tem-se:

$$\theta = \theta_r + \frac{W}{Z_{Zr}} \quad (III.62)$$

b) Atualizar a sucção capilar, S_f , pela equação III.2.

Nos outros intervalos com chuva, essas atualizações não serão

mais necessárias, pelo fato do modelo não atualizar o conteúdo de água no solo durante o período chuvoso.

- Período sem chuva.

Caso exista retenção superficial, a água retida será submetida aos efeitos da infiltração e evaporação.

A infiltração que a água retida sofrerá será definida como:

$$q' = \tilde{K}\Delta t \quad (\text{III.63})$$

A evaporação será definida no caso, como sendo:

$$e = e_p \Delta t \quad (\text{III.64})$$

No primeiro intervalo seco após o período com chuva é necessário calcular uma aproximação para o conteúdo de água no início do intervalo. Faz-se a mesma aproximação adotada no item III.8, equação III.62.

Deve-se atualizar constantemente a altura capilar efetiva.

III.9 Calibração

O modelo possui duas etapas na calibração: a primeira etapa consiste em minimizar a diferença entre a lâmina escoada calculada e a observada, sendo a função objetivo o erro do balanço de massa; na segunda etapa busca-se minimizar a diferença entre o início do

escoamento superficial calculado e o observado.

Os parâmetros do modelo utilizados para a calibração são divididos em 3 grupos:

- Parâmetros calibrados automaticamente;
- Parâmetros calibrados manualmente, com ajuste fino;
- Parâmetros definidos, conhecidos a priori.

Os parâmetros calibrados automaticamente são: a condutividade hidráulica na saturação natural do solo, \tilde{K} e a altura capilar efetiva máxima, H_{cmax} , na primeira etapa; as ordenadas do hidrograma do escoamento superficial, δ_s , na segunda etapa.

Os parâmetros do ajuste fino são aqueles que durante o processo da calibração podem ser alterados em função da experiência de quem está calibrando e do conhecimento das características da bacia que está sendo calibrada. São eles: retenção superficial máxima, R_{max} , conteúdo de água na saturação natural do solo, $\tilde{\theta}$, conteúdo de água residual do solo, θ_r , e conteúdo de água inicial do evento, θ_i .

Os parâmetros fixos são aqueles cujos valores são tomados como constantes a partir do conhecimento da bacia. São eles: fator de correção da viscosidade, β , fator de correção da viscosidade após o instante da saturação, β_s , expoente da função de permeabilidade relativa da água, n , constante do tanque classe A, C_t , profundidade média do aquífero, Z_{aq} , profundidade do limite inferior da zona das raízes, Z_{zr} e as ordenadas do hidrograma unitário do escoamento de base, δ_b .

Conhecendo o tipo de solo da bacia pode-se através da tabela III.1, elaborada por CORREIA (1984), quantificar alguns parâmetros fixos e a variação dos parâmetros do ajuste fino.

Pode-se calibrar mais de um evento ao mesmo tempo. Foram estabelecidas duas opções para a calibração: calibrar os eventos individualmente ou calibrar os eventos de forma conjunta, substituindo-se a segunda etapa de calibração pelo hidrograma unitário do escoamento superficial ponderado dos eventos.

VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS

Parâmetro	Valor	Tipo de Solo
R_{\max}	0,0 cm 0,5 cm	Sup. lisa e inclinada. Sup. rugosa e horizontal.
$\tilde{\theta}$	0,25 0,35	Argila compacta. Areia grossa.
$\tilde{\theta} - \theta_r$	0,07 0,18	Argila compacta. Areia grossa.
n	4,0 12,0	Areia grossa. Argila compacta.
C_t	0,0 1,0	Função da localização e da época do ano.
Z_{zr}	50 cm 1000 cm	Função da cobertura vegetal.
Z_{aq}	0 cm 5000 cm	Função das condições locais.

Tabela III.1

MOREL-SEYTOUX e VERDIN (citado por CORREIA, 1984) correlacionaram a condutividade hidráulica na saturação natural do solo, \tilde{K} , e a altura capilar efetiva máxima, H_{cmax} , com a denominada curva número, **CN**, do método desenvolvido pelo Soil Conservation Service dos Estados Unidos (SCS). Este fato possibilitou uma redução no grau de liberdade na minimização do balanço de massa. Com isto, o único parâmetro calibrado automaticamente na primeira etapa é o valor da curva número.

Para relacionar a condutividade hidráulica com a curva número do SCS foram utilizadas as seguintes equações (ver figura III.11):

$$\tilde{K} = \begin{cases} 1,853 - 0,0324CN & CN \leq 36 \\ 1,236 - 0,0154CN & 36 < CN \leq 75 \\ -\frac{(100 - CN)}{315,43} & CN > 75 \end{cases} \quad (III.65)$$

Para o caso da altura capilar efetiva máxima a relação é indireta. A altura capilar efetiva máxima é obtida quando o solo está totalmente seco, utilizando-se a equação III.2 para explicitar H_c . Nesse caso, como o solo está seco, $\theta = \theta_r$, obtendo-se então:

$$H_{cmax} = \frac{S_f}{\left(\tilde{\theta} - \theta_r \right)} \quad (III.66)$$

CURVA NÚMERO DO SCS

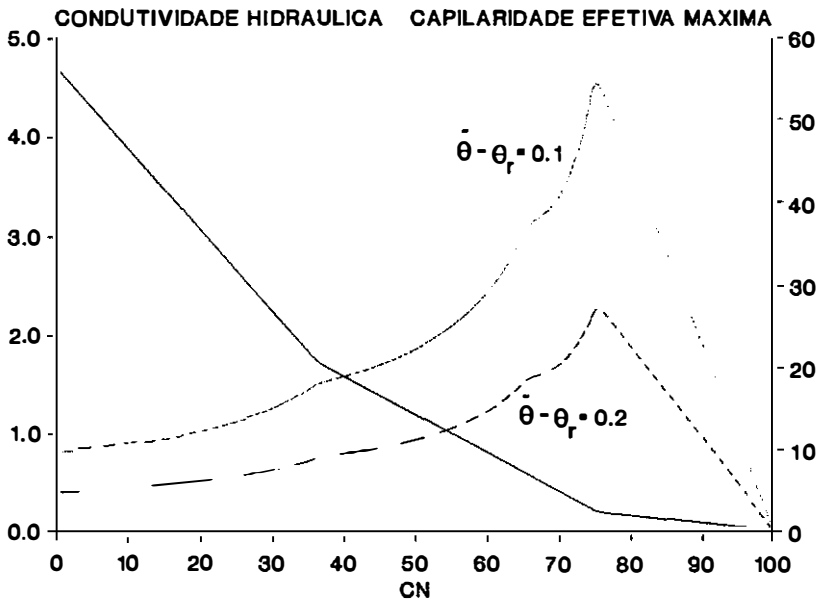


Figura III.11

Como o solo está seco, a sorção à capacidade de campo é definida por CORREIA (1984):

$$S_p = \sqrt{2\tilde{K}S_f} \quad (III.67)$$

A sorção à capacidade de campo é relacionada com a curva número do SCS pelas seguintes equações:

$$S_p = \begin{cases} 1,191 - 0,00575CN & CN \leq 65 \\ \frac{(100 - CN)}{42,252} & CN > 65 \end{cases} \quad (\text{III.68})$$

Como os cálculos são feitos para cada subseção isoladamente, torna-se difícil calibrar o valor da curva número, **CN**, para cada subseção. Para contornar este problema, calcula-se a curva número da bacia, **CN_b**, com a média ponderada dos valores da curva número de cada subseção:

$$CN_b = \sum_{j=1}^{NI} \left[\sum_{k=1}^{NS_j} CN_{j,k} \delta_{j,k} \right] \delta_j \quad (\text{III.69})$$

Com o valor da curva número da bacia, **CN_b**, aplica-se o método de calibração da seção áurea. Para se passar da curva número da bacia, **CN_b**, para a curva número de cada subseção, **CN**, tem-se a equação III.67 com várias incógnitas (**CN** de cada subseção). Considerando-se que o valor da curva número de uma subseção seja **x** vezes maior ou menor que da outra, pode-se montar as outras equações até ter-se **n** incógnitas e **n** equações, sendo uma do tipo III.69 e **n - 1** equações do tipo III.70:

$$CN_{j,k} = cCN_{l,m} \quad \text{para } j \neq l \text{ e } k \neq m \quad (\text{III.70})$$

As ordenadas do hidrograma unitário do escoamento superficial basicamente não são calibradas, mas calculadas com as informações do tempo de início do escoamento superficial observado e simulado (oriundo da primeira etapa de calibração). A metodologia para o cálculo das ordenadas do hidrograma foi desenvolvida por Morel-Seytoux, Kimzey e Correia (CORREIA, 1984), utilizando-se uma aproximação por mínimos quadrados sujeita à restrições impostas.

Este método é formulado pela função-objetivo:

$$F = \sum_{i=1}^n (Q_{o_i} - Q_{c_i})^2 \quad (\text{III.71})$$

Sujeita a:

$$Q_{c_i} = \sum_{t=1}^i r_t^* \delta_{i-t+1} \quad (\text{III.72})$$

$$\sum_{j=1}^{TC} \delta_j = 1 \quad (\text{III.73})$$

Este problema pode ser resolvido com facilidade, se a equação III.72 for introduzida na equação III.68 através da técnica do multiplicador de Lagrange. Com isto, tem-se um sistema de $TC + 1$ equações para resolver.

III.10 Método da seção áurea

Como não se pode explicitar a derivada da função objetivo, utiliza-se para a minimização o método de busca direta, em vez dos processos baseados em derivadas. Os métodos de busca direta consistem em se fazer uma pesquisa em torno do ponto, para se descobrir a direção

a ser tomada para encontrar o mínimo. Os métodos de busca direta mais conhecidos são: Nelder e Mead, Hooke e Jeeves, Rosembrock, seção áurea e outros.

A escolha do método da seção áurea foi devida à sua simplicidade e rápida convergência. A variação do parâmetro a otimizar decresce à uma taxa de $1 - \alpha$.

O método consiste na escolha de 4 pontos. O primeiro ponto, P_1 , é o limite inferior do intervalo de variação do parâmetro. O segundo e terceiro pontos, P_2 e P_3 , são pontos intermediários. O quarto ponto, P_4 , é o limite superior do intervalo de variação do parâmetro. Os pontos P_2 e P_3 são escolhidos de tal maneira que, a cada iteração, o intervalo da variação do parâmetro reduza-se na ordem de um fator $1 - \alpha$ constante.

$$\alpha = \frac{2}{1 + \sqrt{5}} \quad (\text{III.74})$$

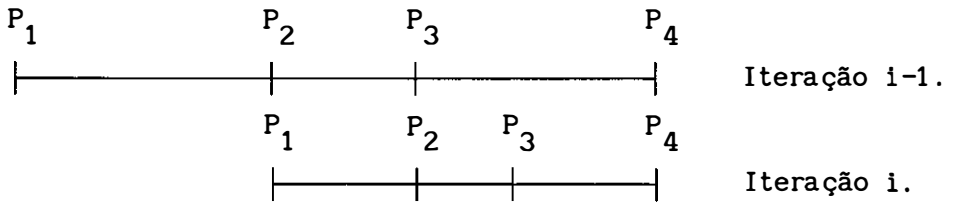
Os pontos P_2 e P_3 são calculados da seguinte forma:

$$P_2 = P_1 + (1 - \alpha) (P_4 - P_1) \quad (\text{III.75})$$

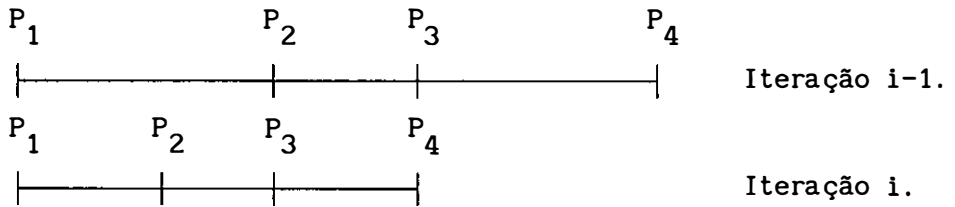
$$P_3 = P_1 + \alpha (P_4 - P_1) \quad (\text{III.76})$$

Calcula-se a função-objetivo para os dois pontos intermediários e verifica-se qual foi o ponto que apresentou o menor valor. A partir dessa observação escolhe-se um novo ponto intermediário.

Caso $f(P_3) > f(P_2)$, para a próxima iteração faz-se $P_1 = P_2$, $P_2 = P_3$ e calcula-se um novo P_3 .



Caso $f(P_2) > f(P_3)$, para a próxima iteração faz-se $P_4 = P_3$, $P_3 = P_2$ e calcula-se um novo P_2 .



O cálculo chega ao fim quando a função-objetivo estiver minimizada ou quando a variação do intervalo do parâmetro for tão pequena que não representar uma variação significativa no parâmetro e na função objetivo.

CAPÍTULO IV

APLICAÇÃO DO MODELO

Neste capítulo mostra-se os resultados obtidos através da aplicação do modelo OMEGA numa sub-bacia, Jatobá, do semi-árido do nordeste brasileiro.

IV.1 Localização e Características Gerais

A sub-bacia de Jatobá está localizada na bacia representativa de Sumé, na Paraíba, situada na parte superior da bacia do rio Paraíba, numa latitude de $7^{\circ} 40'$ sul e longitude $37^{\circ} 0'$ oeste (figura IV.1).

A bacia representativa de Sumé está localizada numa grande depressão pluviométrica situada a oeste da chapada da Borborema. Com efeito, a referida chapada bloqueia as massas de ar úmido provenientes do oceano Atlântico, provocando chuvas abundantes a leste da chapada, enquanto na depressão ocidental encontra-se zonas com chuva média anual inferior a 400 mm.

Esta região, além de apresentar baixa precipitação pluviométrica, é caracterizada por uma instabilidade e irregularidade climática interanual bastante forte.

A bacia de Sumé está localizada no limite ocidental dessa depressão, onde a chuva média anual situa-se em torno de 550 a 600 mm.

LOCALIZAÇÃO DA SUB-BACIA DE JATOBÁ

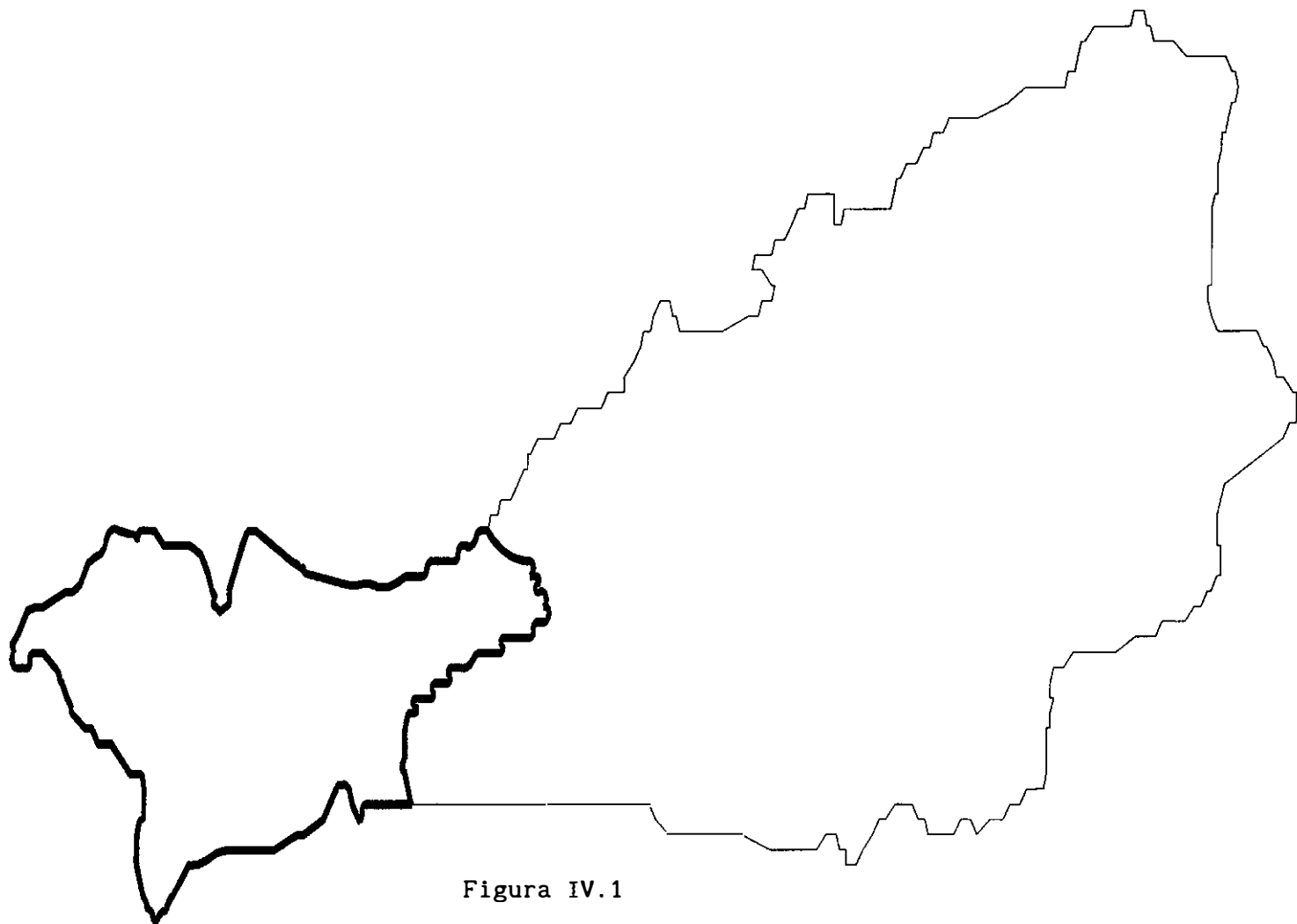


Figura IV.1

Segundo a classificação de Koppen (CADIER e FREITAS, 1982), a bacia de Sumé está situada numa zona de clima tipo BSH sêco (semi-árido), caracterizado pela insuficiência das precipitações e temperaturas elevadas, o que resulta em acentuada evaporação, e principalmente pela alternância de duas estações nitidamente distintas: a estação seca, que se estende de junho a janeiro, caracterizada por precipitações baixas ou na maioria das vezes nulas; a estação chuvosa ou inverno, que se reduz praticamente a quatro meses, de fevereiro a maio, constituindo-se março e abril nos meses de maior precipitação.

A sub-bacia de Jatobá apresenta uma área de 26,8 km², com precipitação interanual em torno de 600 mm, altitude variando entre 600 e 750 m, relevo moderado a forte e geologia cristalina, que por conseguinte produz subsolo impermeável.

A seguir apresenta-se alguns parâmetros morfométricos da sub-bacia:

- Área de drenagem: 26,8 km²;
- Perímetro: 28,5 km;
- Índice de compacidade: 1,54;
- Comprimento do retângulo equivalente: 12,0 km;
- Largura do retângulo equivalente: 2,23 km;
- Índice de declividade global: 9,33 m/km;
- Densidade de drenagem: 1,28 km/km².

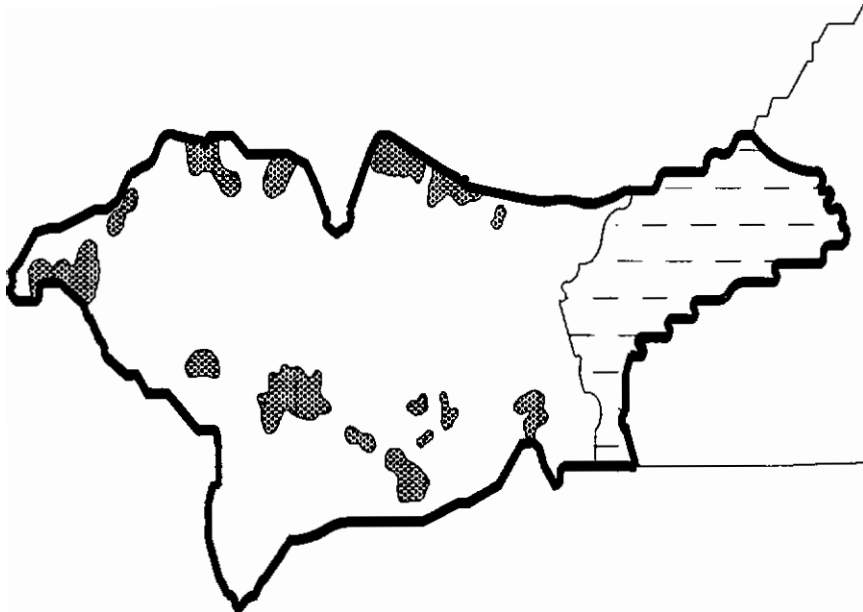
A bacia de Sumé foi instalada em outubro de 1972 e desativada em março de 1990, ficando apenas a bacia experimental operada pela Universidade Federal da Paraíba, UFPB.

IV.2 Características Hidropedológicas

Basicamente só existem três tipos de solo em Jatobá (LEPRUN et

alli, 1983): solo Podzólico Vermelho Amarelo Equivalente Eutrófico, 74%, associação de solo Bruno Não Cálcico com solo Litólico Eutrófico, 20%, e Afloramento de Rocha, 6%, como indicado na figura IV.2.

TIPOS DE SOLO DA SUB-BACIA DE JATOBÁ






Legenda:  Assoc. Bruno N. C. com Litólico E.
 Podzólico V. A. E. E.
 Afloramento de Rocha

Figura IV.2

As rochas são cristalinas e fazem parte do embasamento de idade pré-cambriano. Existem dois tipos de rocha na sub-bacia: granito alcalino e xisto, paranfibólito e gnaiss. O primeiro tipo de rocha dá origem ao solo Podzólico enquanto que o outro tipo dá origem ao solo Bruno Não Cálcico.

Essas rochas são caracterizadas pela ausência de aquífero generalizado, à excessão de algumas fendas e zonas aluviais localizadas de pouca espessura.

A densidade da rede de drenagem é muito fraca devido ao solo podzólico.

As cheias são fracas e atrasadas, apesar do relevo ondulado,

pois o solo Podzólico Vermelho Amarelo Equivalente Eutrófico é muito permeável e retém bastante a água.

A água proveniente de implúvios do afloramento de rocha vai se infiltrar na base das mesmas, onde o solo e a zona de interperização são mais profundos e onde a água pode ser estocada formando fontes e ressurgências quase permanentes.

Foram realizados alguns testes de infiltração pelo método de anéis duplos de Muntz (CADIÉ e FREITAS, 1982 e LEPRUN et alli, 1983), nos diversos solos da bacia hidrográfica de Sumé (ver anexo A).

IV.2.1 Solo Podzólico Vermelho Amarelo Equivalente Eutrófico

Trata-se de solo bastante profundo, com horizonte A + B que alcança até 1,5 m de profundidade. Possui uma textura média ou franco arenosa, bem drenado e alta permeabilidade. A retenção de água pelo solo é muito elevada, cerca de 300 a 400 mm. O escoamento superficial é muito fraco.

A vegetação predominante é a caatinga hiperxerófila densa, bastante dizimada pela implantação de culturas. As culturas de subsistência representam quase 50 % da área deste solo.

É frequente o aparecimento de afloramento de rocha neste tipo de solo, que explica o escoamento existente.

TESTE DE PERMEABILIDADE PODZÓLICO V. A. E. E.

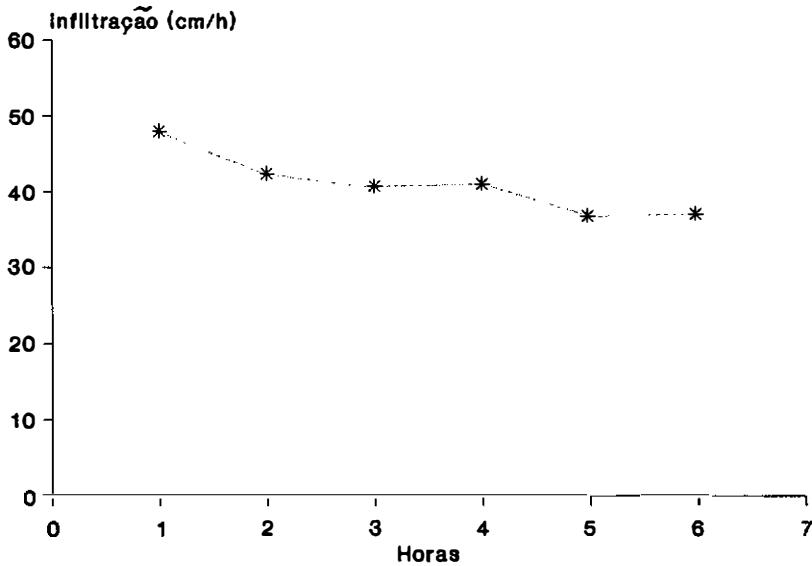


Figura IV.3

IV.2.2 Solo Bruno Não Cálcico

Solo raso a pouco profundo, com horizonte A + B variando de 30 à 55 cm onde a sequência de horizontes é A₁ B₁ C. Apresenta textura argilosa. Bem drenado, pedregoso, permeabilidade moderada e relevo suave ondulado. Pode eventualmente apresentar-se vértico; neste caso, será mal drenado.

A vegetação predominante é a caatinga nativa ou pastagem.

O escoamento superficial é muito forte após a saturação, requerendo chuvas da ordem de 40 mm/h para saturar. Há um escoamento de base no horizonte C.

TESTE DE PERMEABILIDADE BRUNO NÃO CÁLCICO

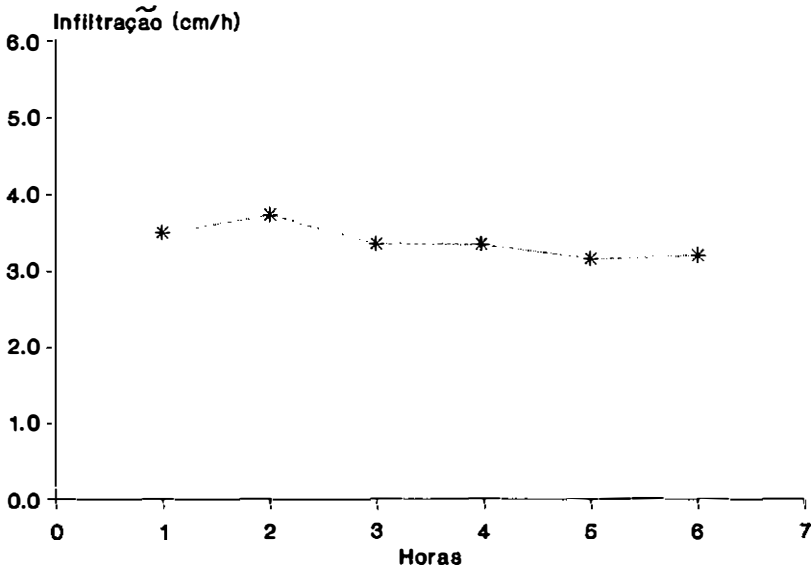


Figura IV.4

IV.2.3 Solo Litólico Eutrófico

Trata-se de solo raso a muito raso, onde o horizonte A varia de 10 a 30 cm. Apresenta as seguintes sequências de horizontes: A R ou A C R. Quando existe horizonte C este é de pequena espessura a textura é pedregosa, com horizonte superficial, às vezes pouco permeável, apresentando estrutura laminar coesa. Este solo é bem drenado, com permeabilidade média a lenta e relevo suave ondulado a ondulado. A superfície do solo é coberta por camadas de cascalho e calhau.

A vegetação predominante é a caatinga nativa ou pastagem.

O escoamento superficial é moderado.

TESTE DE PERMEABILIDADE LITÓLICO EUTRÓFICO

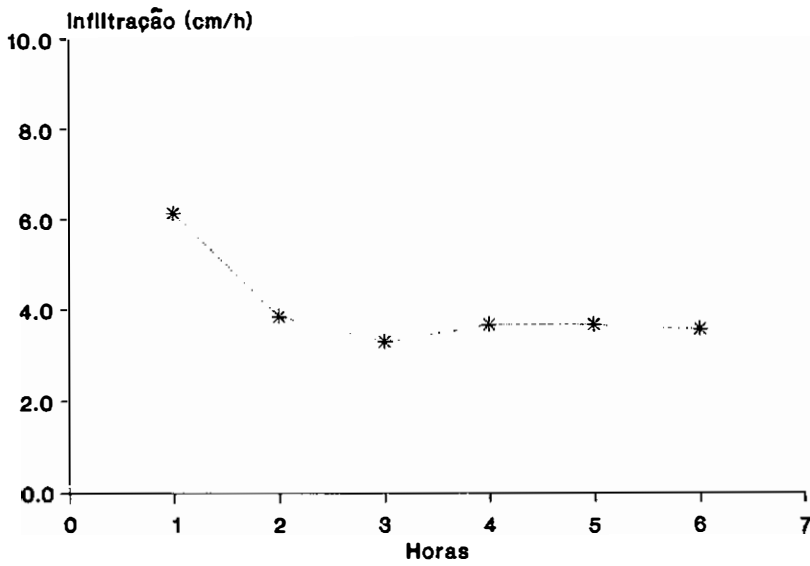


Figura IV.5

IV.2.4 Afloramento de Rocha

É um tipo de terreno, não propriamente solo, representado por exposição de rocha de granito. O escoamento superficial é total, mas pode ser retido pelo solo mais permeável, situado ao redor do afloramento.

IV.3 Divisão da Sub-bacia

A bacia foi dividida em 12 isócronas, conforme indicado na figura IV.6 e tabela IV.1, devido ao tempo de concentração ser de 6 horas e o intervalo de simulação de 30 minutos. A isócrona 4 foi dividida em 2 subseções para manter a homogeneidade das características hidropedológicas em cada subseção. As isócronas 10 e 11 foram divididas

em 2 subseções cada, devido à existência de um açude na isócrona 10, o açude Santa Catarina. Esses elementos são representados na figura IV.6 e na tabela IV.2.

As áreas limitadas pelas isócronas 1, 2 e 3 e a subseção 1 da isócrona 4 são formadas pela associação de solo Bruno Não Cálculo com litólico eutrófico. As demais isócronas e subseções são formadas pelo solo Podzólico Vermelho Amarelo Equivalente Eutrófico com afloramento de rocha.

ISÓCRONAS DA SUB-BACIA DE JATOBÁ

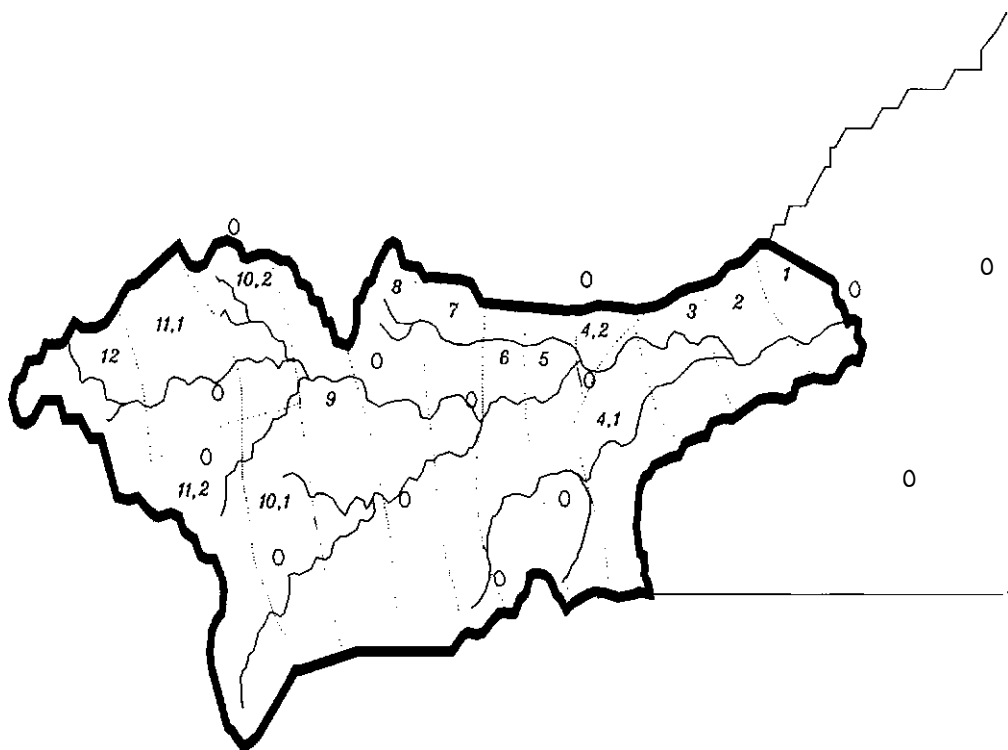


Figura IV.6

PESOS DAS ISÓCRONAS

Isócrona	Peso
1	0,03857
2	0,04557
3	0,04557
4	0,08326
5	0,06486
6	0,07274
7	0,09816
8	0,09027
9	0,10079
10	0,12445
11	0,16740
12	0,06836

Tabela IV.1

PESO DAS SUBSEÇÕES DENTRO DA ISÓCRONA

Isócrona	subseção	Peso
4	1	0,69474
	2	0,30526
10	1	0,64789
	2	0,35211
11	1	0,40838
	2	0,59162

Tabela IV.2

IV.4 Dados Utilizados

Todos os dados utilizados para a aplicação do modelo OMEGA foram cedidos pela SUDENE.

IV.4.1 Dados Pluviométricos

A sub-bacia de Jatobá possui 12 pluviômetros e 1 pluviógrafo dentro da mesma e 1 pluviógrafo fora da mesma, na bacia de Sumé (figura IV.7). Essa grande quantidade de pluviômetros para uma bacia pequena é devida à variabilidade espacial da chuva na bacia. As chuvas em sua grande maioria são convectivas, de grande intensidade em pequenas áreas, e vêm, na sua grande maioria, no sentido da seção exultória para o interior da bacia. Este fenômeno foi observado nos dados dos pluviógrafos 23 e 29.

Para representar a variação temporal da precipitação calcula-se o hietograma unitário da chuva ocorrida no evento. Para o cálculo das ordenadas do hietograma unitário utiliza-se os dados dos pluviógrafos 23 e 29. Adota-se uma interpolação linear no tempo, passando nos dois pluviógrafos para determinar o início das ordenadas do hietograma unitário em cada subseção.

Para representar a variação espacial calcula-se a lâmina precipitada no evento. Para isto, foi necessário calcular a lâmina precipitada em cada subseção pelo método de Thiessen, como indicado na tabela B.5 do anexo B.

Deste modo, para calcular a intensidade de precipitação em cada subseção procede-se da seguinte maneira:

- Com os dados dos pluviógrafos calcula-se o hietograma unitário do evento;

- Com os dados dos pluviômetros calcula-se a lâmina precipitada;
- Multiplica-se a lâmina precipitada total pelo hietograma unitário e obtém-se o hietograma do evento.

IV.4.2 Dados Climatológicos

A estação climatológica utilizada foi a estação Fazenda Nova, fora da sub-bacia de Jatobá mas dentro da bacia de Sumé (ver figura IV.7).

Os dados utilizados foram os de evaporação diária, coletados no tanque classe A, e da insolação, para determinar a hora do nascer e do pôr do sol.

IV.4.3 Dados Fluviométricos



A sub-bacia só tem um posto fluviométrico. Este posto fica situado no exultório da sub-bacia, como indicado na figura IV.7.

O posto foi instalado acima de um controle natural rochoso, o qual dá origem a uma pequena queda d'água. Ele possui:

- Um vertedouro de parede fina com seção triangular;
- Três lances de réguas;
- Um linígrafo com autonomia de 1 mês;
- Uma seção de medições de descarga.

A curva chave cota x vazão do posto foi determinada por medições com molinetes e micromolinetes em anos anteriores e averiguada até o ano de 1984. Em visita de inspeção na sub-bacia, em 1989, verificou-se que a parede fina do vertedouro estava danificada, devido à corrosão do material.

REDE DE POSTOS DE MEDIÇÃO DE DADOS

Legenda:  Pluviômetro
 Pluviômetro e Pluviômetro
+ Estação Climatológica

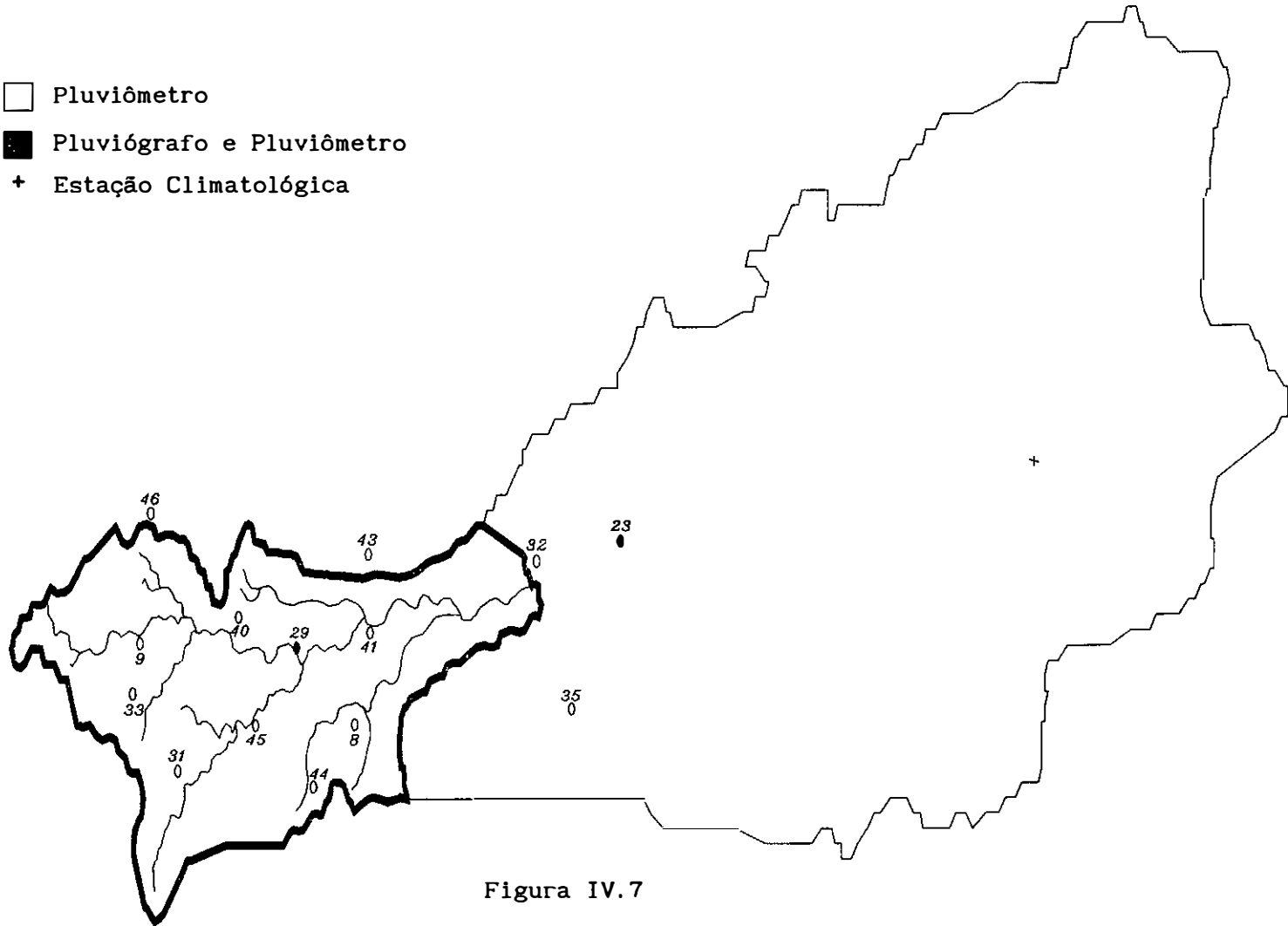


Figura IV.7

IV.5 Eventos Considerados

No presente trabalho foram analisados os anos de 1982 a 1984. Não se pode utilizar o período de 1975 a 1980 devido ao fato dos dados se encontrarem no arquivo morto da SUDENE. No ano de 1981 ocorreu uma falha no linígrafo e não foi possível registrar com exatidão as cheias ocorridas. Nos anos de 1985 a 1987 não foram realizadas medições e em consequência disto não se pode estabelecer com exatidão qual a curva chave a ser mantida neste período, devido à modificação constatada na parede do vertedouro. No período de 1982 a 1984 observou-se 17 cheias (ver tabela IV.3), sendo que no período de 06/ABR/84 até 25/ABR/84 o linígrafo foi retirado da bacia para conserto.

Só 7 eventos de cheia foram considerados, nas seguintes datas: 16/MAR/82, 01/MAI/82, 07/FEV/83, 12/FEV/83, 10/MAR/84, 04/ABR/84 e 27/ABR/84. As 4 cheias de abril de 1982 e a de 11/MAI/84 não foram consideradas devido à pequena lâmina escoada. As cheias de 02/MAI/82 e 25/MAI/84 não foram consideradas por ser difícil a separação do escoamento de base da cheia do dia anterior. Na cheia de 05/ABR/84 não houve um registro exato pelo linígrafo. Na cheia de 19/MAI/84, o pluviógrafo P29 não registrou a chuva ocorrida no período de 14:20 h até 16:30 h do dia 19/MAI. A cheia de 24/MAI/84 não foi considerada porque não foi possível determinar o hietograma nas isócronas 1 e 2. Isto ocorreu porque não choveu na região controlada pelo pluviógrafo 23 mas choveu nos pluviômetros das citadas isócronas.

CHEIAS

Data	Vazão Pico (m ³ /s)	Lâmina Escoada (mm)	Lâmina Precipitada (mm)
16/MAR/82	3,030	0,78	40,7
23/ABR/82	0,475	0,17	46,9
24/ABR/82	0,274	0,05	9,8
25/ABR/82	0,337	0,11	18,7
26/ABR/82	0,211	0,04	8,3
01/MAI/82	11,620	4,54	61,3
02/MAI/82	11,850	—	69,0
07/FEV/83	3,290	1,89	57,7
12/FEV/83	0,875	0,31	26,0
10/MAR/84	2,380	0,94	48,3
04/ABR/84	17,600	10,00	94,8
05/ABR/84	—	—	86,7
27/ABR/84	3,160	2,23	19,6
11/MAI/84	0,550	0,27	18,5
19/MAI/84	1,800	2,11	31,3
24/MAI/84	16,800	8,27	60,6
25/MAI/84	4,450	—	17,6

Tabela IV.3

IV.6 Calibração do Modelo

Para a calibração do modelo foram escolhidas as cheias que

tivessem um único pico, o que levou a dois eventos ocorridos em 16/MAR/82 e 01/MAI/82.

O modelo é calibrado para cada cheia individualmente e depois para toda a bacia, levando em consideração todas as cheias calibradas individualmente. Mostra-se na tabela IV.4 os resultados obtidos na calibração para cada evento e para a bacia como um todo.

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA NA SATURAÇÃO

Isócrona	Subseção	16/MAR/82	01/MAI/82	BACIA
1	1	12,61	11,34	12,51
2	1	12,61	11,34	12,51
3	1	12,61	11,34	12,51
4	1	12,61	11,34	12,51
	2	44,07	43,87	44,06
5	1	44,07	43,87	44,06
6	1	42,88	42,59	42,85
7	1	41,08	40,67	41,05
8	1	42,88	42,59	42,85
9	1	42,88	42,59	42,85
10	1	38,09	37,48	38,04
	2	38,09	37,48	38,04
11	1	41,08	40,67	41,05
	2	42,88	42,59	42,85
12	1	39,88	39,39	39,84
Lâmina Observ. (mm)		0,68	4,23	—
Lâmina Calcul. (mm)		0,68	4,27	—
Função-objetivo		$4,045 \times 10^{-09}$	$6,177 \times 10^{-05}$	$3,339 \times 10^{-03}$

Tabela IV.4

A seguir apresenta-se os valores de todos os parâmetros calibrados e fixos da bacia obtidos através da calibração das 2 cheias. O intervalo de simulação dos processos ligados ao escoamento superficial foi de 30 minutos e os ligados ao escoamento de base foi de 1 hora.

PARÂMETROS DO SOLO

Isó-crona	Sub-seção	Condutiv. Hid. Sat. (mm/h)	Conteúdo de água na Saturação	Conteúdo de água Residual	Exp. Função de Infiltração Profunda
1	1	12,51	0,334	0,171	4,40
2	1	12,51	0,334	0,171	4,40
3	1	12,51	0,334	0,171	4,40
4	1	12,51	0,334	0,171	4,40
	2	44,06	0,398	0,165	4,00
5	1	44,06	0,398	0,165	4,00
6	1	42,85	0,388	0,166	4,00
7	1	41,05	0,377	0,167	4,00
8	1	42,85	0,388	0,166	4,00
9	1	42,85	0,388	0,166	4,00
10	1	38,04	0,356	0,169	4,00
	2	38,04	0,356	0,169	4,00
11	1	41,05	0,377	0,167	4,00
	2	42,85	0,388	0,166	4,00
12	1	39,84	0,366	0,168	4,00

Tabela IV.5

Os parâmetros característicos de cada subseção encontra-se na tabela IV.6.

PARÂMETROS DAS SUBSEÇÕES

Isó-crona	sub-seção	Retenção Sup. Máx. (mm)	Zona das Raízes (cm)	Prof. Méd. Aquífero (cm)	Núm. Ord. HU _{rec}
1	1	2,00	40,0	5000	4
2	1	2,00	40,0	5000	4
3	1	2,75	40,0	5000	4
4	1	2,50	40,0	5250	4
	2	2,25	65,0	5500	3
5	1	2,00	65,0	6000	3
6	1	2,00	65,0	6000	3
7	1	2,00	75,0	6000	3
8	1	2,00	75,0	6000	3
9	1	2,00	75,0	6000	3
10	1	2,00	75,0	6000	3
	2	50,00	75,0	6000	3
11	1	50,00	75,0	6000	3
	2	2,00	70,0	6000	3
12	1	50,00	75,0	6500	3

Tabela IV.6

O hidrograma unitário do escoamento superficial não foi ajustado devido ao reduzido número de cheias e à observação de apenas dois hidrogramas distintos para as cheias consideradas. Pode-se ajustar o hidrograma unitário durante a simulação, o que foi feito.

Como os eventos considerados não ultrapassam 24 horas de duração, o hidrograma unitário do escoamento de base só foi considerado nas primeiras 24 horas. O tempo estimado do hidrograma unitário do escoamento de base é de 20 dias.

HIDROGRAMA UNITÁRIO DO ESCOAMENTO DE BASE

i	HU	i	HU
1	0,042720	13	0,009203
2	0,234626	14	0,009030
3	0,062512	15	0,008857
4	0,037596	16	0,008684
5	0,033129	17	0,008512
6	0,028662	18	0,008339
7	0,024195	19	0,008166
8	0,019728	20	0,007993
9	0,015262	21	0,007820
10	0,010795	22	0,007647
11	0,009549	23	0,007475
12	0,009376	24	0,007302

Tabela IV.7

A seguir apresenta-se os resultados obtidos para cada cheia com os parâmetros calibrados para a bacia.

Cheia de 16/MAR/82

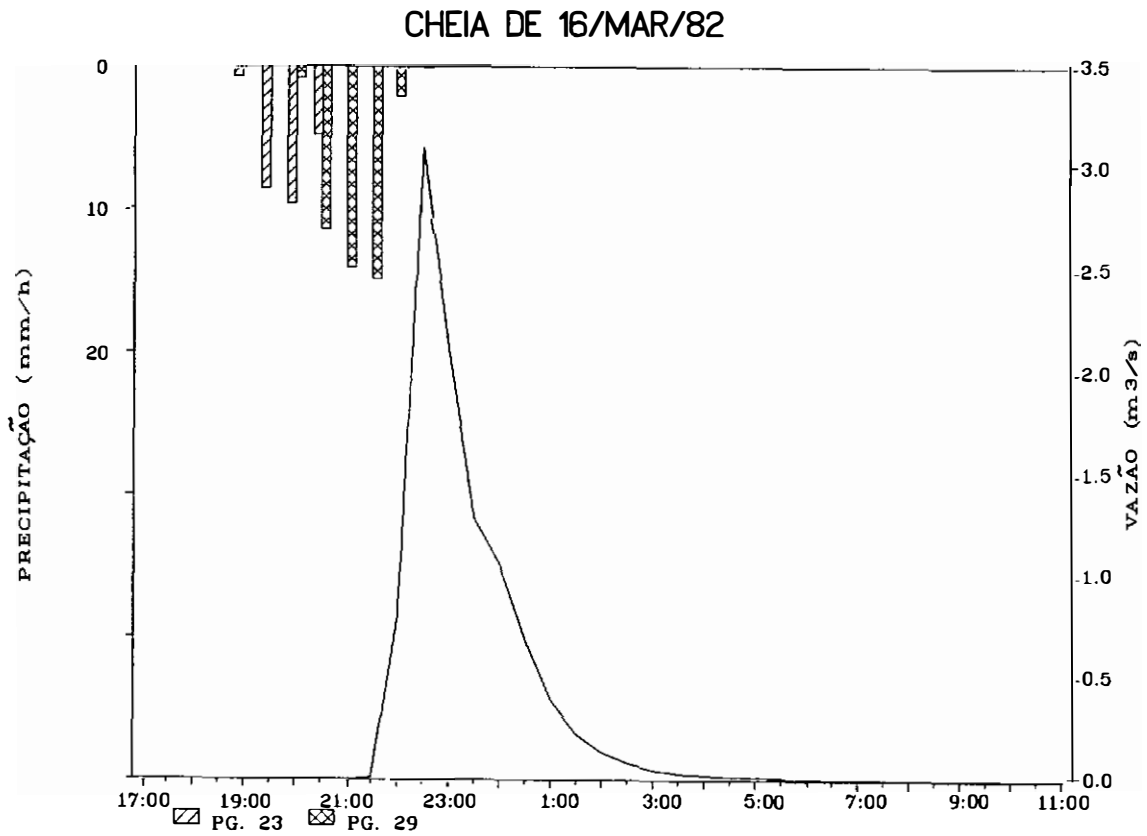


Figura IV.8

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada 0,68 mm

Lâmina calculada 0,70 mm

Lâmina superficial calculada 0,69 mm

Lâmina de base calculada 0,01 mm

Função-objetivo $7,485 \times 10^{-4}$

Comparação entre as vazões:

Diferença absoluta máxima $0,273 \text{ m}^3/\text{s}$

Diferença absoluta média $0,037 \text{ m}^3/\text{s}$

CHEIA DE 16/MAR/82

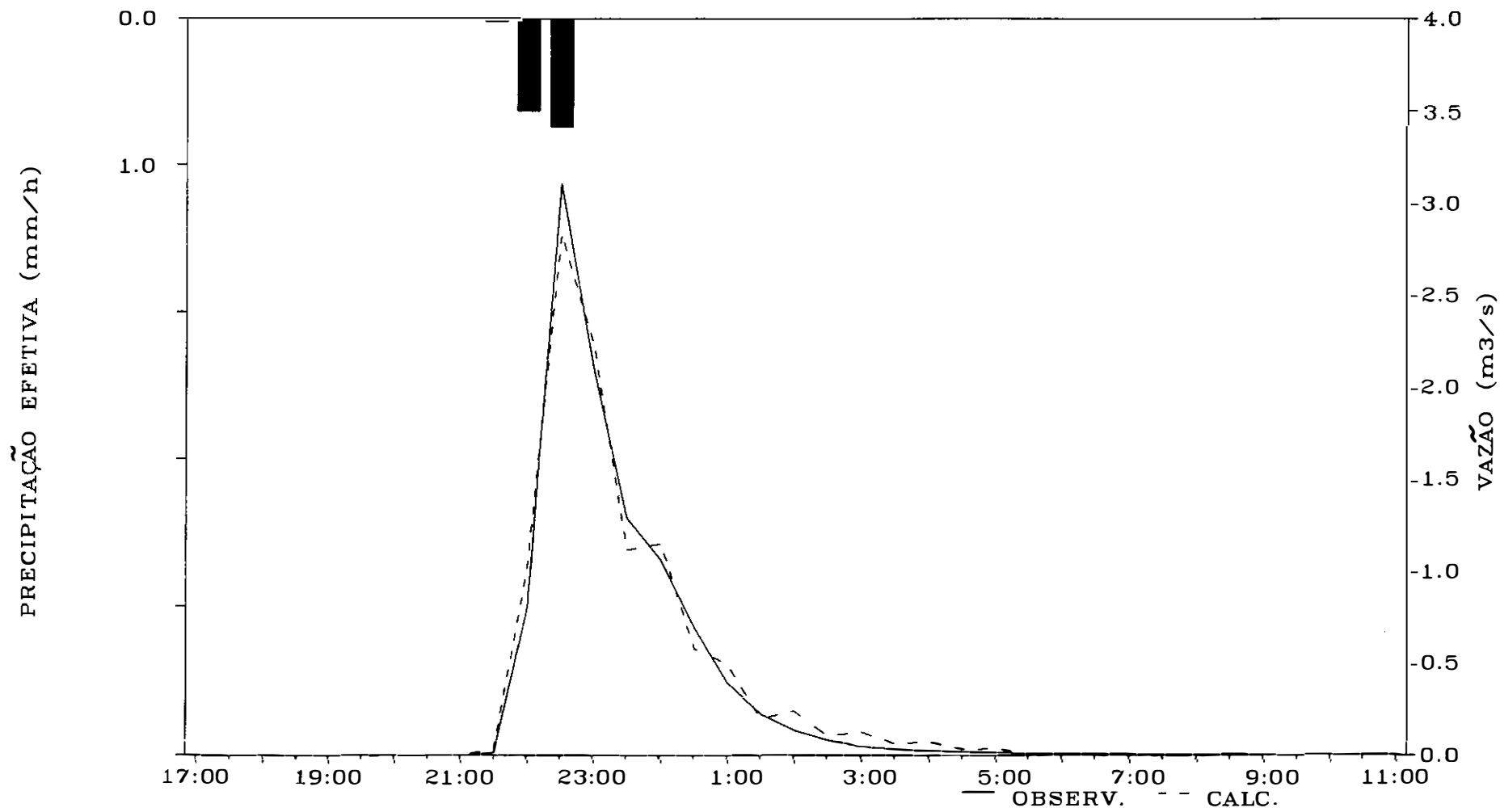


Figura IV.9

CHEIA DE 16/MAR/82

Isó-crona	Sub-seção	Precipitação (mm)	Precipitação Efetiva (mm)	Infiltração (mm)	Frente Úmida Inicial (mm)	Frente Úmida Final (mm)	Evapo-transpiração (mm)	Infiltração Profunda (mm)	Recarga Aquífero (mm)
1	1	35,60	0,00	35,60	0,01	24,18	3,92	7,51	0,04
2	1	37,90	0,00	37,90	0,01	25,19	4,01	8,71	0,06
3	1	49,10	6,55	42,55	0,01	26,34	4,10	12,11	0,13
4	1	49,00	6,73	42,27	0,01	26,28	4,10	11,89	0,12
	2	48,40	0,00	48,40	0,02	39,94	3,24	5,24	0,01
5	1	47,50	0,00	47,50	0,02	39,52	3,22	4,77	0,00
6	1	46,40	0,00	46,40	0,01	38,14	3,25	5,03	0,01
7	1	46,50	0,00	46,50	0,02	39,68	3,16	3,67	0,00
8	1	46,80	0,00	46,80	0,02	40,49	3,10	3,22	0,00
9	1	45,40	0,00	45,40	0,02	39,47	3,06	2,89	0,00
10	1	30,60	0,00	30,60	0,37	27,00	2,83	1,14	0,00
	2	34,10	0,00	34,10	0,01	29,56	2,90	1,66	0,00
11	1	33,70	0,00	33,70	0,38	30,15	2,81	1,11	0,00
	2	29,50	0,00	29,50	1,19	27,15	2,73	0,81	0,00
12	1	33,20	0,00	33,20	3,00	31,47	3,06	1,67	0,00
BACIA		40,68	0,69	39,99	0,38	33,06	3,21	4,11	0,02

Tabela IV.8

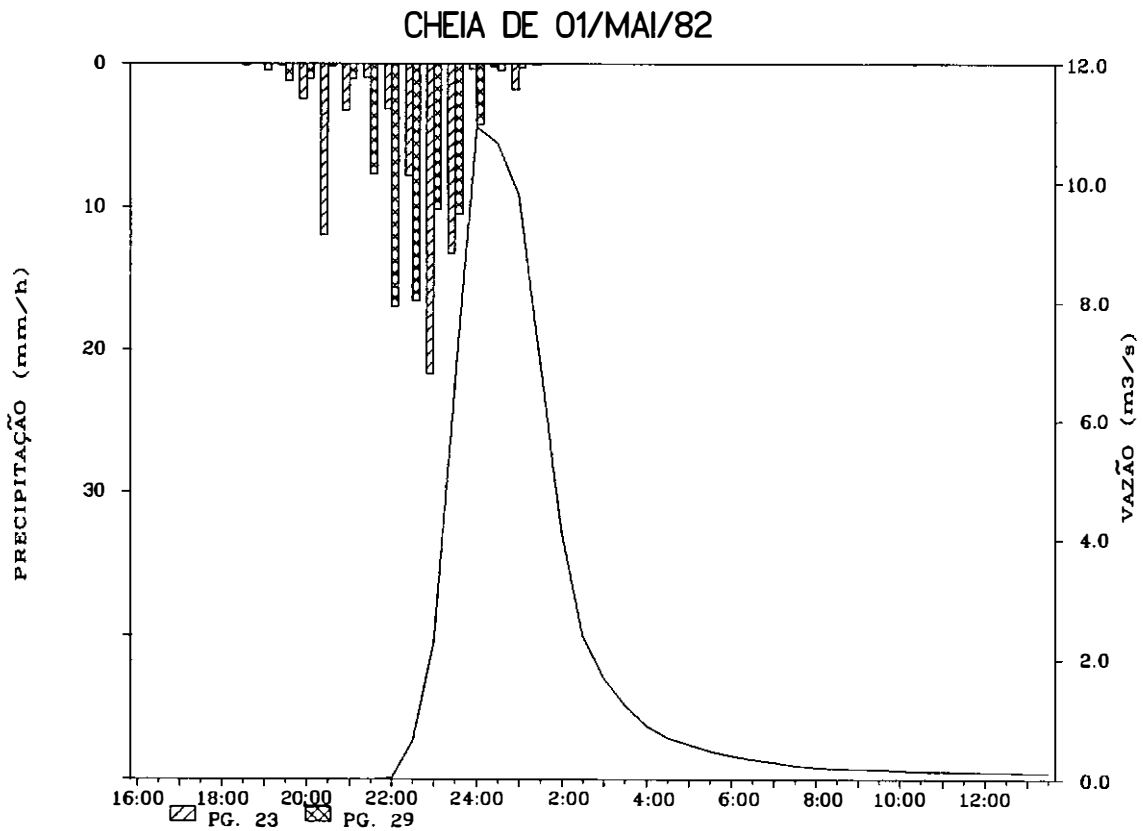
Cheia de 01/MAI/82

Figura IV.10

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada	4,23 mm
Lâmina calculada	3,95 mm
Lâmina superficial calculada	3,41 mm
Lâmina de base calculada	0,54 mm

Função-objetivo $4,433 \times 10^{-3}$

Comparação entre as vazões:

Diferença absoluta máxima	1,121 m³/s
Diferença absoluta média	0,137 m³/s

CHEIA DE 01/MAI/82

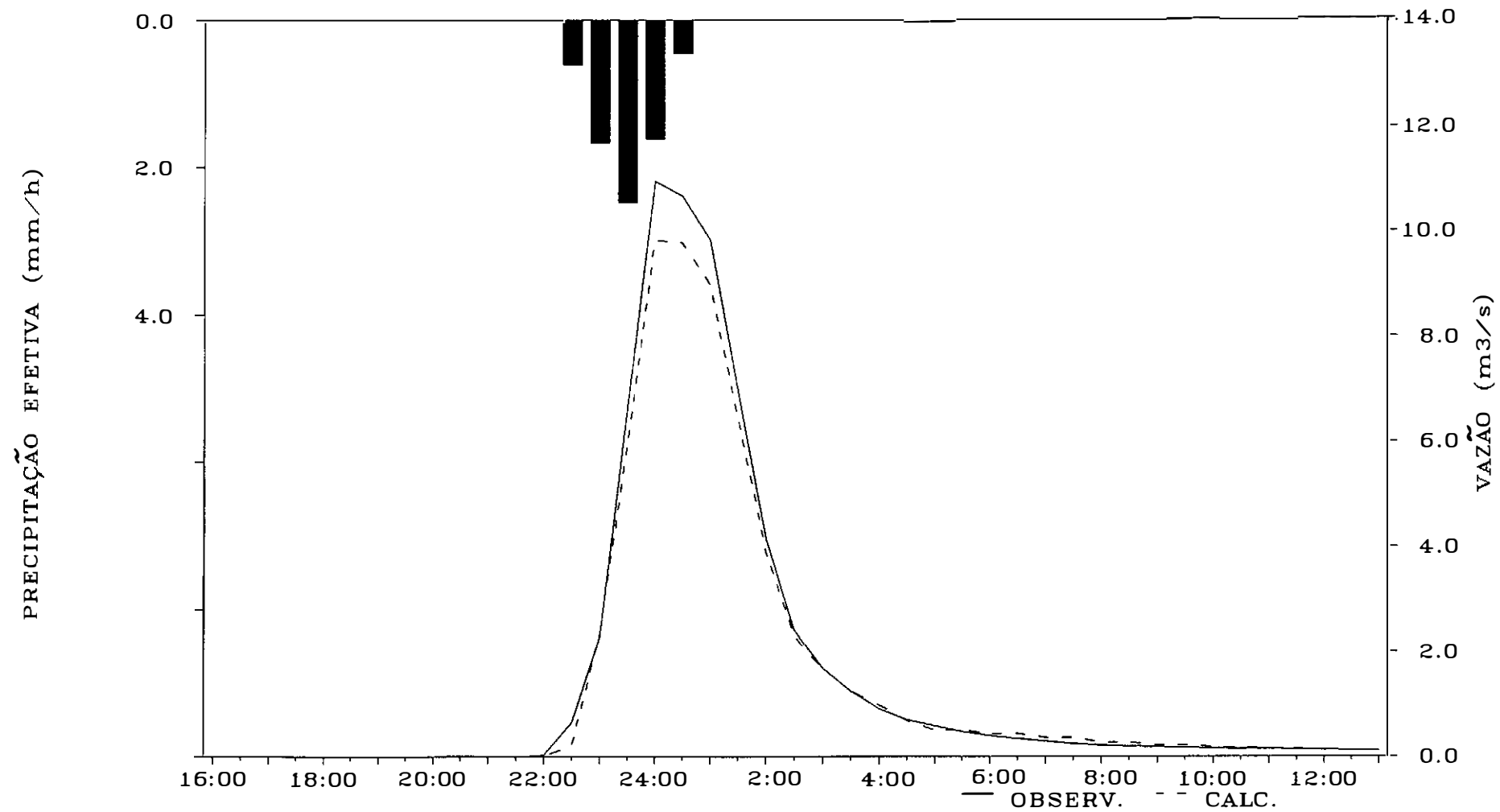


Figura IV.11

CHEIA DE 01/MAI/82

Isó-crona	Sub-seção	Precipitação (mm)	Precipitação Efetiva (mm)	Infiltração (mm)	Frente Úmida Inicial (mm)	Frente Úmida Final (mm)	Evapo-transpiração (mm)	Infiltração Profunda (mm)	Recarga Aquífero (mm)
1	1	74,20	18,97	55,23	13,36	32,99	2,53	33,06	3,84
2	1	75,90	4,37	71,53	9,96	32,64	2,47	46,38	8,59
3	1	89,30	25,72	63,58	9,12	33,44	2,43	36,83	4,09
4	1	85,40	22,68	62,72	8,84	33,72	2,43	35,41	3,44
	2	86,70	0,00	86,70	22,75	61,60	2,21	45,64	0,82
5	1	82,40	0,00	82,40	22,55	61,11	2,20	41,65	0,56
6	1	71,40	0,00	71,40	20,87	57,31	2,19	32,76	0,37
7	1	64,50	0,00	64,50	24,08	61,96	2,18	24,43	0,16
8	1	59,80	0,00	59,80	25,20	63,14	2,13	19,73	0,09
9	1	56,00	0,00	56,00	24,98	61,69	2,10	17,18	0,06
10	1	33,00	0,00	33,00	19,50	44,11	1,95	6,44	0,01
	2	66,20	0,00	66,20	20,10	56,83	2,22	27,25	0,25
11	1	54,10	0,00	54,10	24,37	59,25	2,13	17,08	0,07
	2	32,70	0,00	32,70	21,35	46,48	1,90	5,67	0,01
12	1	48,60	0,00	48,60	21,90	54,17	2,10	14,23	0,04
BACIA		61,27	3,41	57,85	20,34	52,34	2,17	23,69	1,06

Tabela IV.9

A seguir apresenta-se os resultados obtidos para cada cheia com os parâmetros calibrados para cada uma individualmente, conforme os parâmetros da tabela IV.4.

Cheia de 16/MAR/82

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada	0,68 mm
Lâmina calculada	0,68 mm
Lâmina superficial calculada	0,67 mm
Lâmina de base calculada	0,01 mm

Função objetivo $4,045 \times 10^{-9}$

Cheia de 01/MAI/82

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada	4,23 mm
Lâmina calculada	4,27 mm
Lâmina superficial calculada	3,81 mm
Lâmina de base calculada	0,46 mm

Função-objetivo $6,177 \times 10^{-5}$

CHEIA DE 16/MAR/82

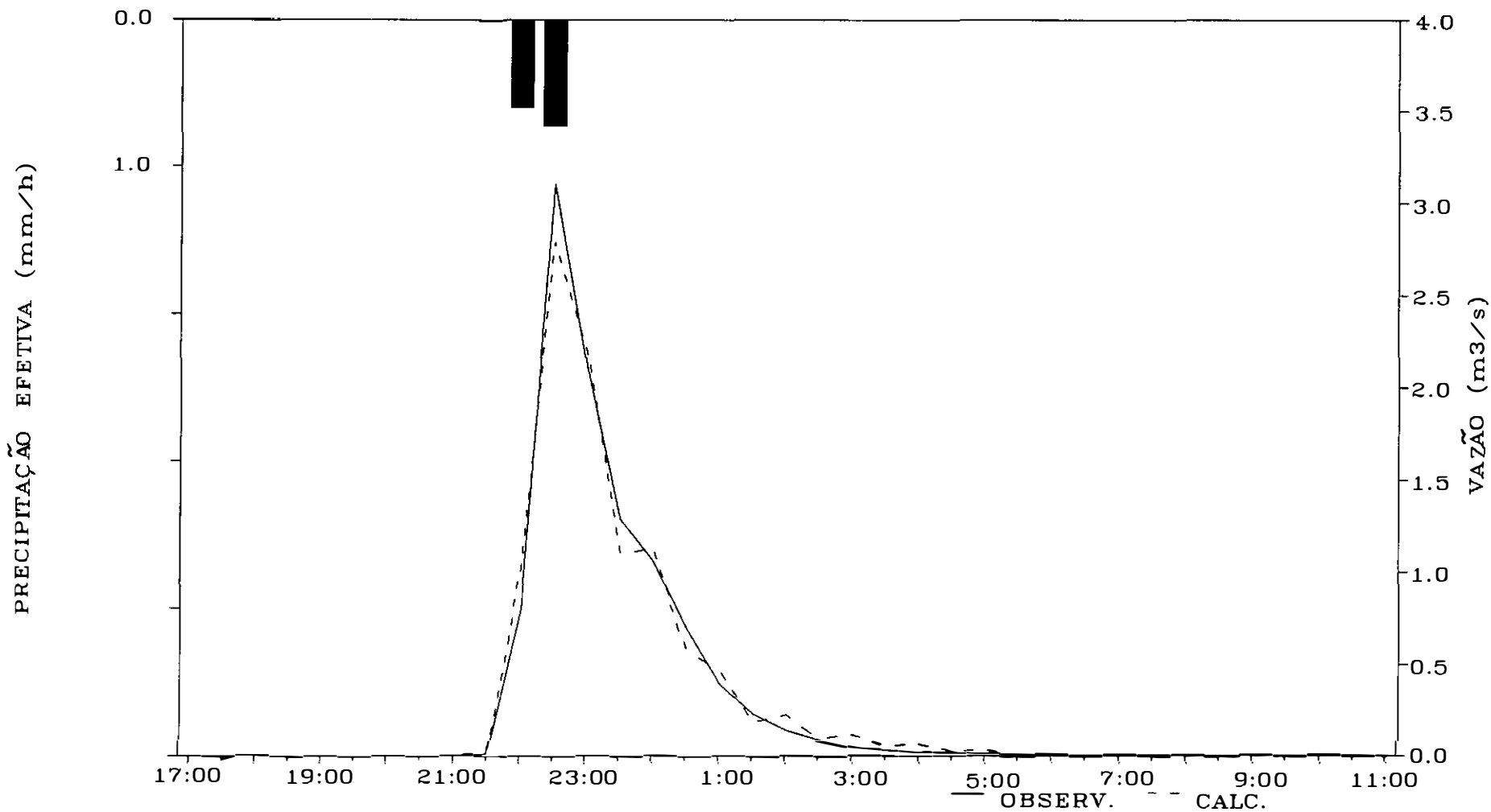


Figura IV.12

CHEIA DE 01/MAI/82

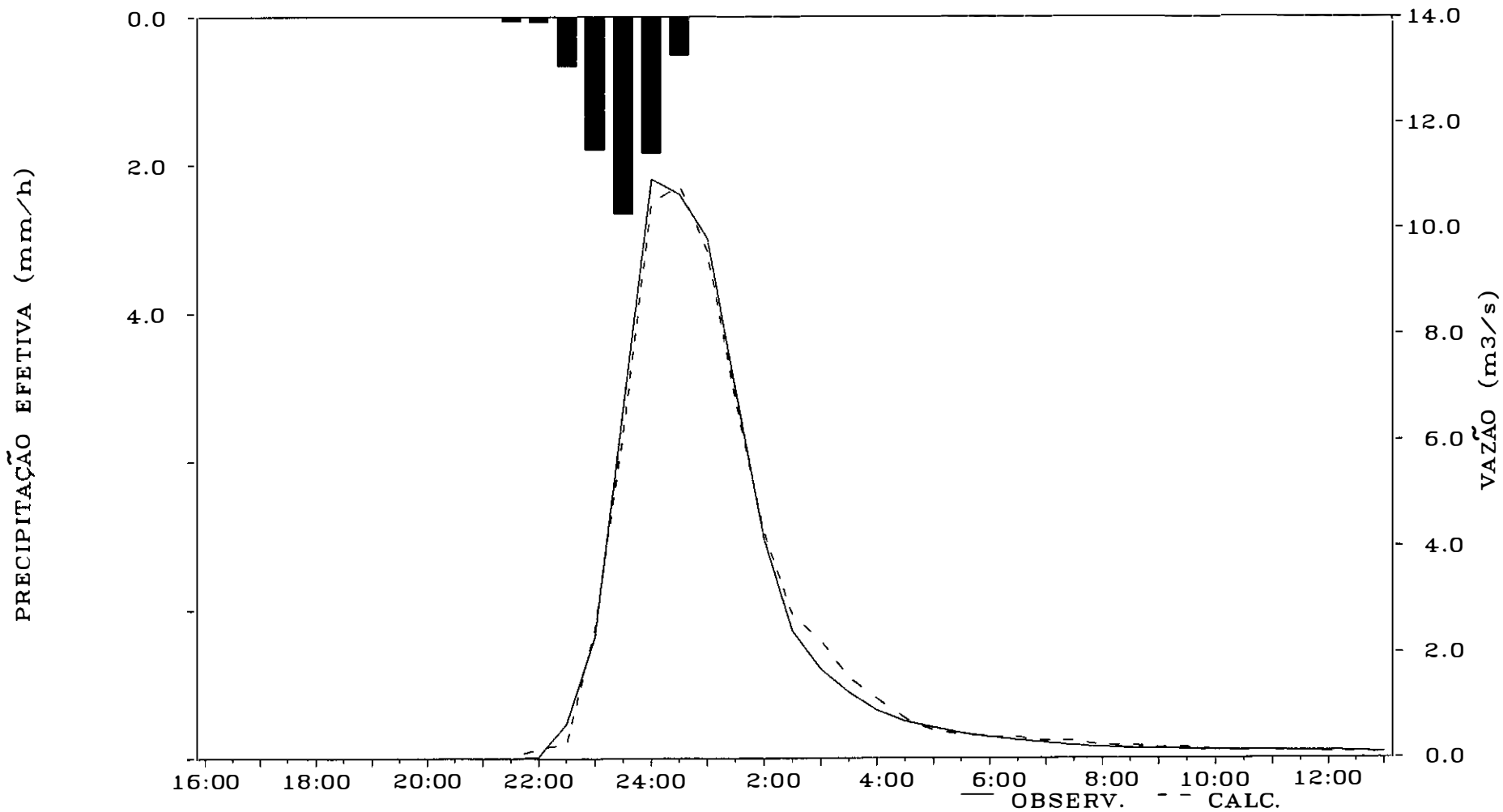


Figura IV.13

O ano de 1982 foi considerado como normal com relação à precipitação. Na cheia de 16/MAR/82 a região limitada pelas isócronas com solo Podzólico V. A. Equivalente Eutrófico não saturaram, só vindo a saturar as com solo Bruno Não Cálcico associado com Litólico Eutrófico, da seguinte forma: região da isócrona 1, das 20:05 h até 20:30 h, para a isócrona 2 das 20:11 h até 20:30 h e para a isócrona 3 e a subseção 1 da isócrona 4, das 20:00 h até 21:00 h. Porém só a região da isócrona 3 e da subseção 1 da isócrona 4 contribuíram com escoamento superficial para a calha do rio, provocando 3 intervalos de simulação com precipitação superficial na bacia, das 21:00 h até 22:30 h. Como o solo continha pouca água na zona das raízes, no início do inverno, o escoamento provocado pela chuva foi pequeno.

No evento de 01/MAI/82, também, só nas isócronas que limitavam solo Bruno Não Cálcico associado com Litólico Eutrófico houve saturação, sendo: região da isócrona 1, das 20:59 h até 21:00 h e 23:00 h até 24:00 h, da isócrona 2 das 20:38 h até 21:30 h e 23:00 h até 23:30 h e da isócrona 3 e da subseção 1 da isócrona 4, das 21:00 h até 23:00 h. Nesta cheia todas as áreas limitadas pelas isócronas citadas acima contribuíram com escoamento superficial para a calha do rio, provocando 6 intervalos de simulação com precipitação efetiva na bacia, das 21:30 h até 0:30 h.

IV.7 Validação do Modelo

Para a validação do modelo OMEGA utilizou-se 5 cheias: 07/FEV/83, 12/FEV/83, 10/MAR/84, 04/ABR/84 e 27/ABR/84.

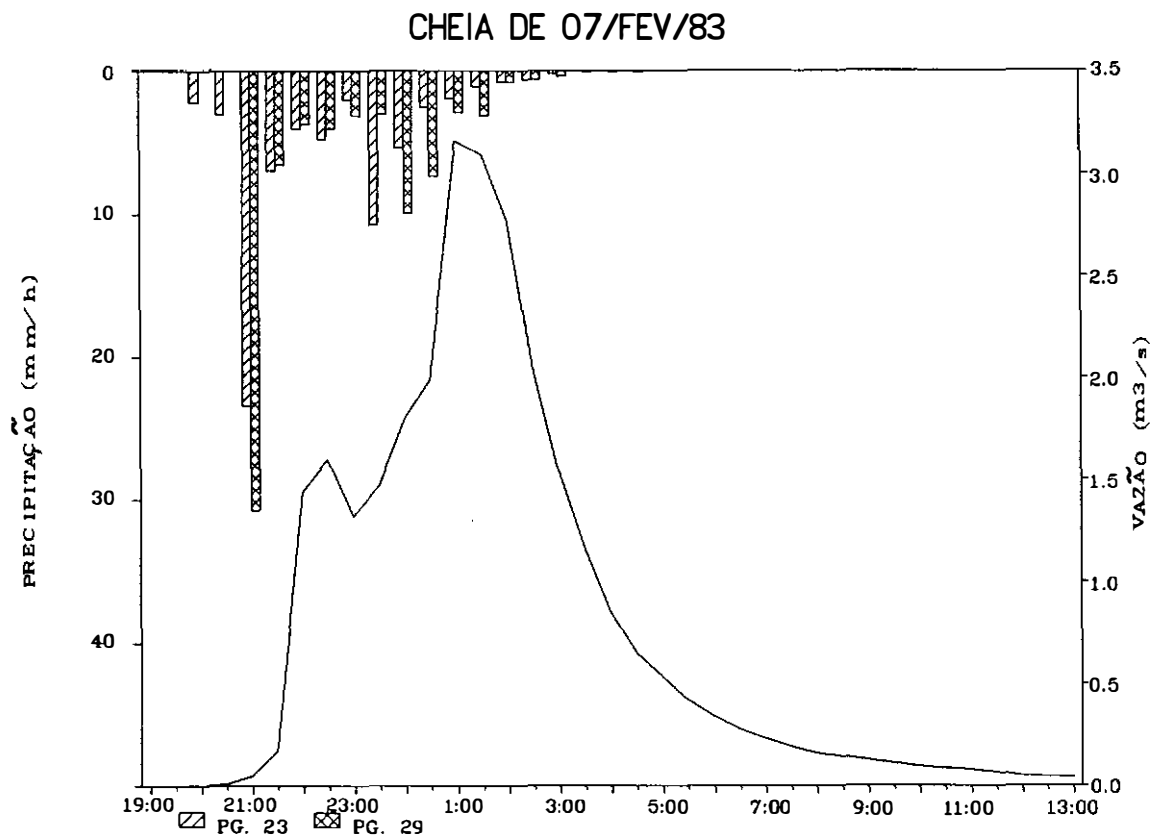
Cheia de 07/FEV/83

Figura IV.14

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada 1,89 mm

Lâmina calculada 2,34 mm

Lâmina superficial calculada 1,79 mm

Lâmina de base calculada 0,55 mm

Função-objetivo $5,634 \times 10^{-2}$

Comparação entre as vazões:

Diferença absoluta máxima 1,316 m³/s

Diferença absoluta média 0,411 m³/s

CHEIA DE 07/FEV/83

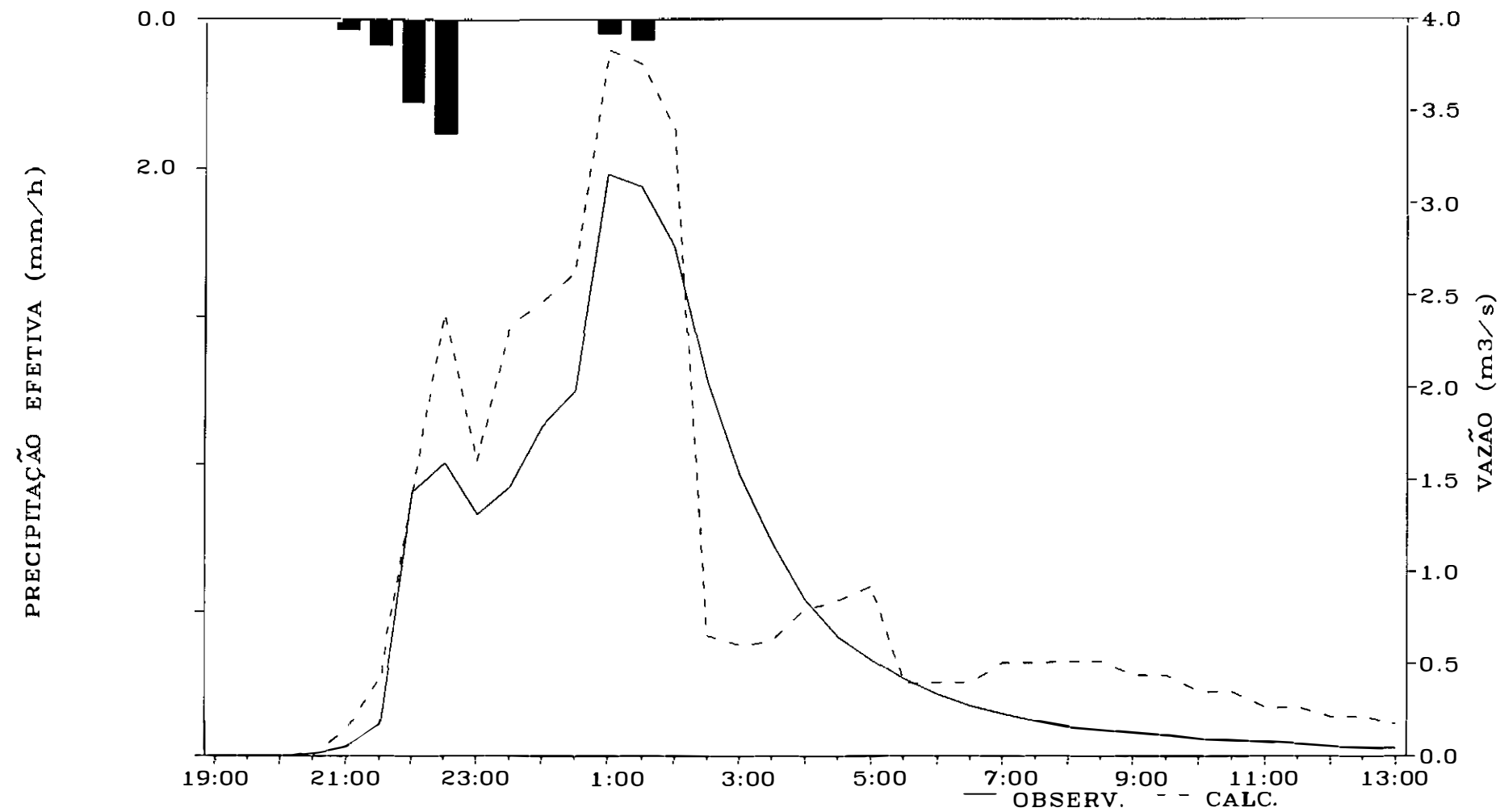


Figura IV.15

CHEIA DE 07/FEV/83

Isó-crona	Sub-seção	Precipitação (mm)	Precipitação Efetiva (mm)	Infiltração (mm)	Frente Úmida Inicial (mm)	Frente Úmida Final (mm)	Evapo-transpiração (mm)	Infiltração Profunda (mm)	Recarga Aquífero (mm)
1	1	56,50	1,71	54,79	13,76	34,69	3,04	30,82	3,70
2	1	59,80	3,75	56,05	13,72	34,45	3,04	32,28	3,86
3	1	82,20	14,31	67,89	13,72	36,74	3,12	41,74	5,71
4	1	84,50	15,62	68,88	14,64	36,43	3,12	43,96	7,62
	2	78,00	0,00	78,00	27,56	67,16	2,80	35,61	0,59
5	1	81,40	0,00	81,40	29,64	68,03	2,82	40,16	0,78
6	1	69,60	0,00	69,60	26,91	62,75	2,77	30,97	0,39
7	1	61,10	0,00	61,10	31,28	67,13	2,72	22,50	0,17
8	1	57,20	0,00	57,20	33,53	68,78	2,67	19,25	0,10
9	1	51,90	0,00	51,90	32,70	66,31	2,61	15,68	0,06
10	1	40,60	0,00	40,60	24,97	52,51	2,53	10,54	0,04
	2	43,70	0,00	43,70	27,98	55,20	2,60	13,87	0,06
11	1	45,00	0,00	45,00	31,28	60,72	2,57	12,96	0,05
	2	40,20	0,00	40,20	28,56	56,26	2,48	10,02	0,02
12	1	46,70	0,00	46,70	29,25	58,69	2,61	14,62	0,06
BACIA		57,69	1,79	55,90	26,81	57,24	2,72	22,73	1,16

Tabela IV.10

Cheia de 12/FEV/83

CHEIA DE 12/FEV/83

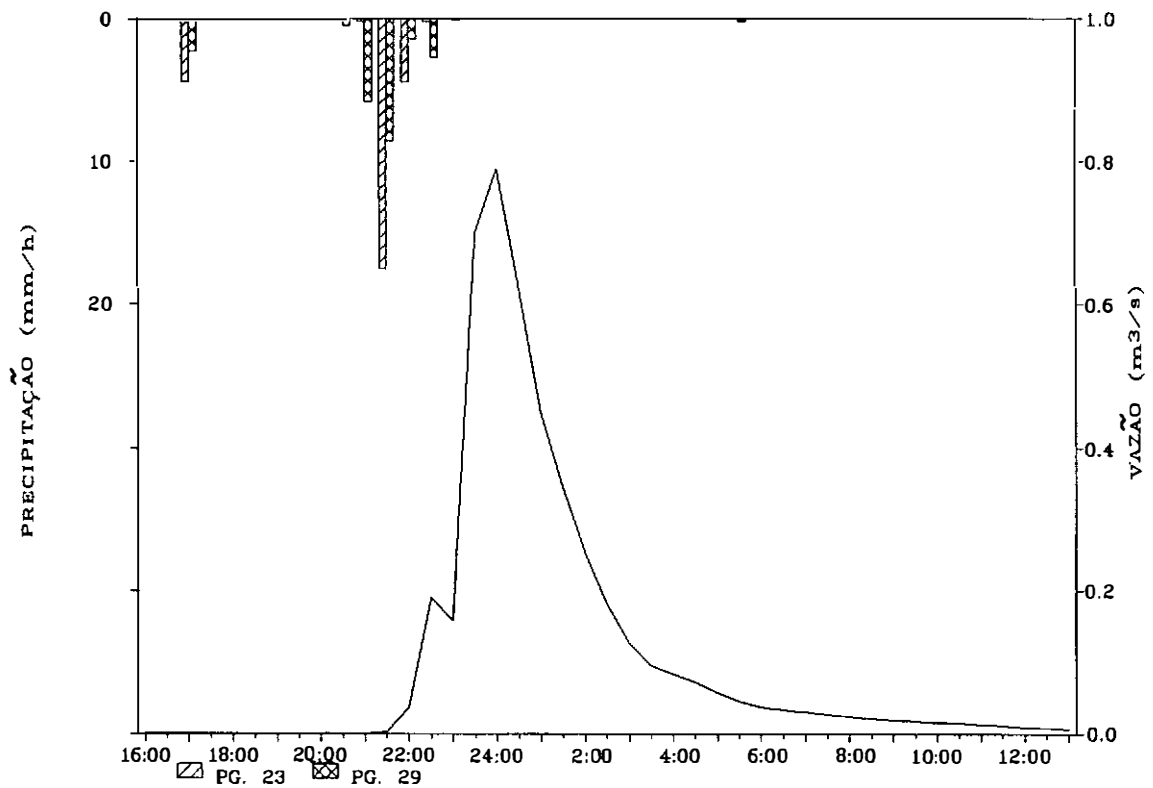


Figura IV.16

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada	0,30 mm
Lâmina calculada	0,33 mm
Lâmina superficial calculada	0,32 mm
Lâmina de base calculada	0,01 mm
Função-objetivo	$9,021 \times 10^{-3}$

Comparação entre as vazões:

Diferença absoluta máxima	$0,078 \text{ m}^3/\text{s}$
Diferença absoluta média	$0,011 \text{ m}^3/\text{s}$

CHEIA DE 12/FEV/83

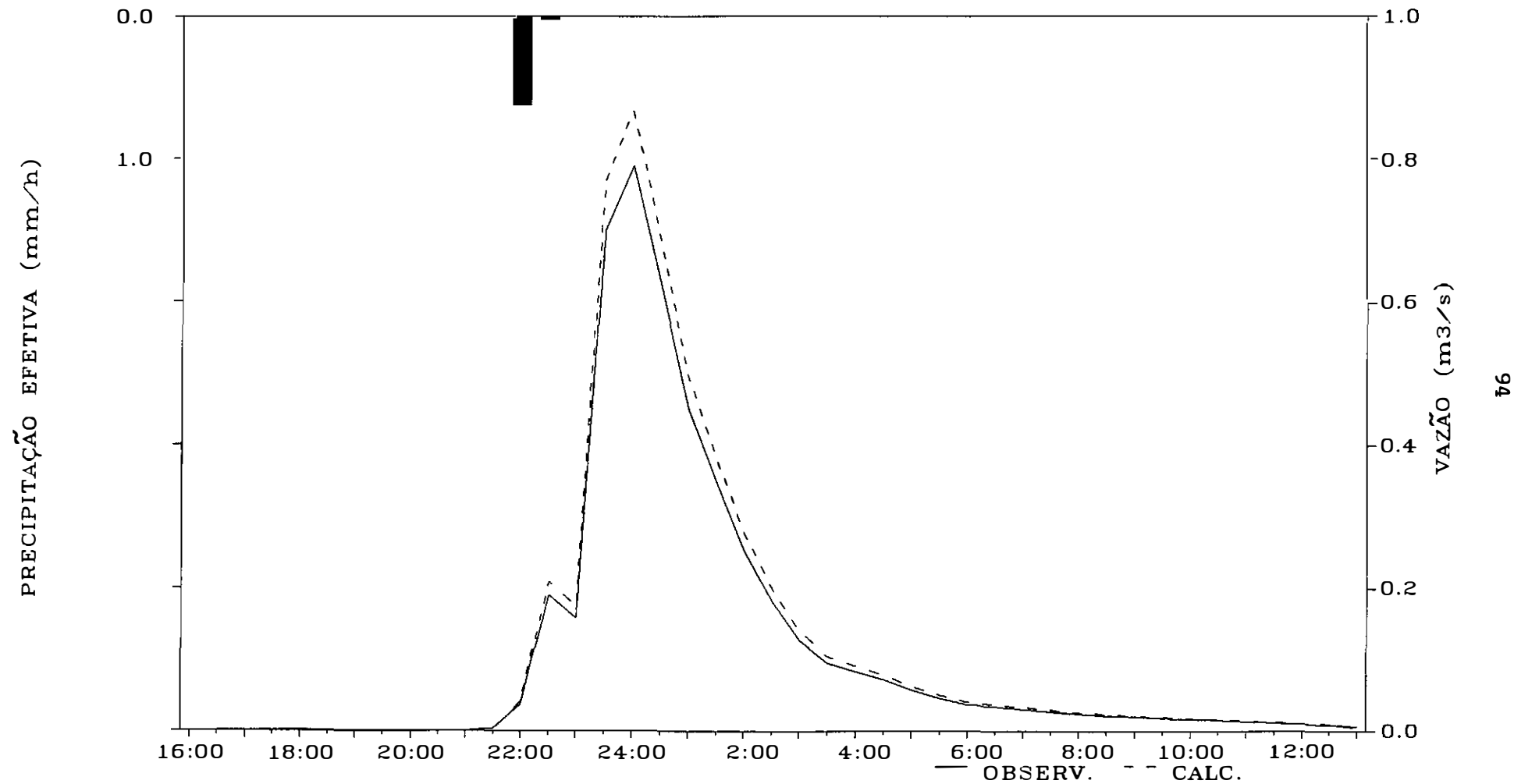


Figura IV.17

CHEIA DE 12/FEV/83

Isó-crona	Sub-seção	Precipitação (mm)	Precipitação Efetiva (mm)	Infiltração (mm)	Frente Úmida Inicial (mm)	Frente Úmida Final (mm)	Evapo-transpiração (mm)	Infiltração Profunda (mm)	Recarga Aquífero (mm)
1	1	25,40	0,00	25,40	2,16	21,96	2,79	2,72	0,01
2	1	27,40	0,00	27,40	2,08	23,15	2,78	3,55	0,01
3	1	54,40	6,80	47,60	0,04	28,80	3,23	15,60	0,23
4	1	40,40	0,19	40,21	0,04	27,22	3,09	9,81	0,07
	2	44,70	0,00	44,70	21,78	49,78	3,00	13,68	0,03
5	1	35,50	0,00	35,50	21,90	45,87	2,90	8,45	0,01
6	1	22,50	0,00	22,50	20,15	36,38	2,68	3,58	0,00
7	1	18,80	0,00	18,80	23,70	37,16	2,62	2,54	0,00
8	1	18,60	0,00	18,60	25,58	38,85	2,61	2,53	0,00
9	1	19,80	0,00	19,80	25,35	39,74	2,64	2,77	0,00
10	1	27,20	0,00	27,20	19,12	38,83	2,78	4,71	0,01
	2	18,50	0,00	18,50	19,72	33,07	2,61	2,38	0,00
11	1	18,00	0,00	18,00	23,93	36,88	2,64	2,39	0,00
	2	27,80	0,00	27,80	22,12	42,41	2,79	4,71	0,00
12	1	20,30	0,00	20,30	21,67	36,46	2,68	2,82	0,00
BACIA		26,01	0,32	25,69	18,53	36,63	2,76	4,77	0,02

Tabela IV.11

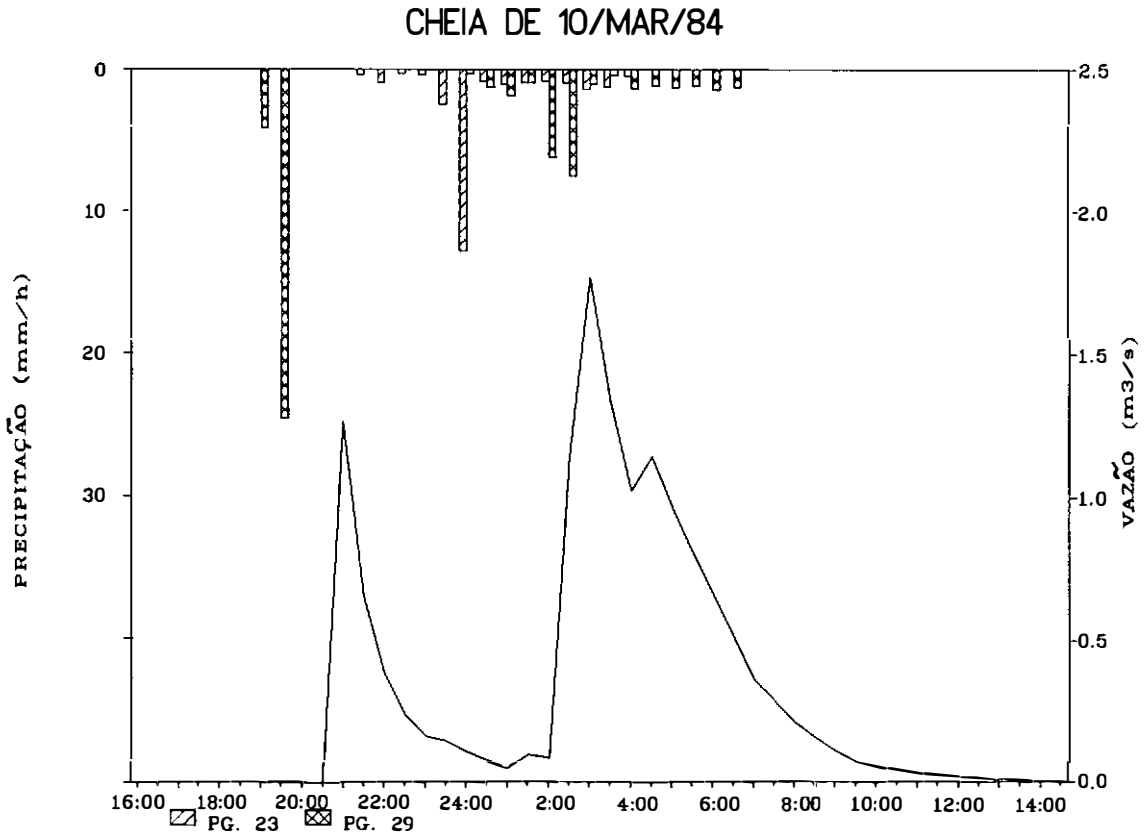
Cheia de 10/MAR/84

Figura IV.18

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada	0,94 mm
Lâmina calculada	0,35 mm
Lâmina superficial calculada	0,24 mm
Lâmina de base calculada	0,12 mm

Função-objetivo $3,852 \times 10^{-1}$

Comparação entre as vazões:

Diferença absoluta máxima	$1,723 \text{ m}^3/\text{s}$
Diferença absoluta média	$0,271 \text{ m}^3/\text{s}$

CHEIA DE 10/MAR/84

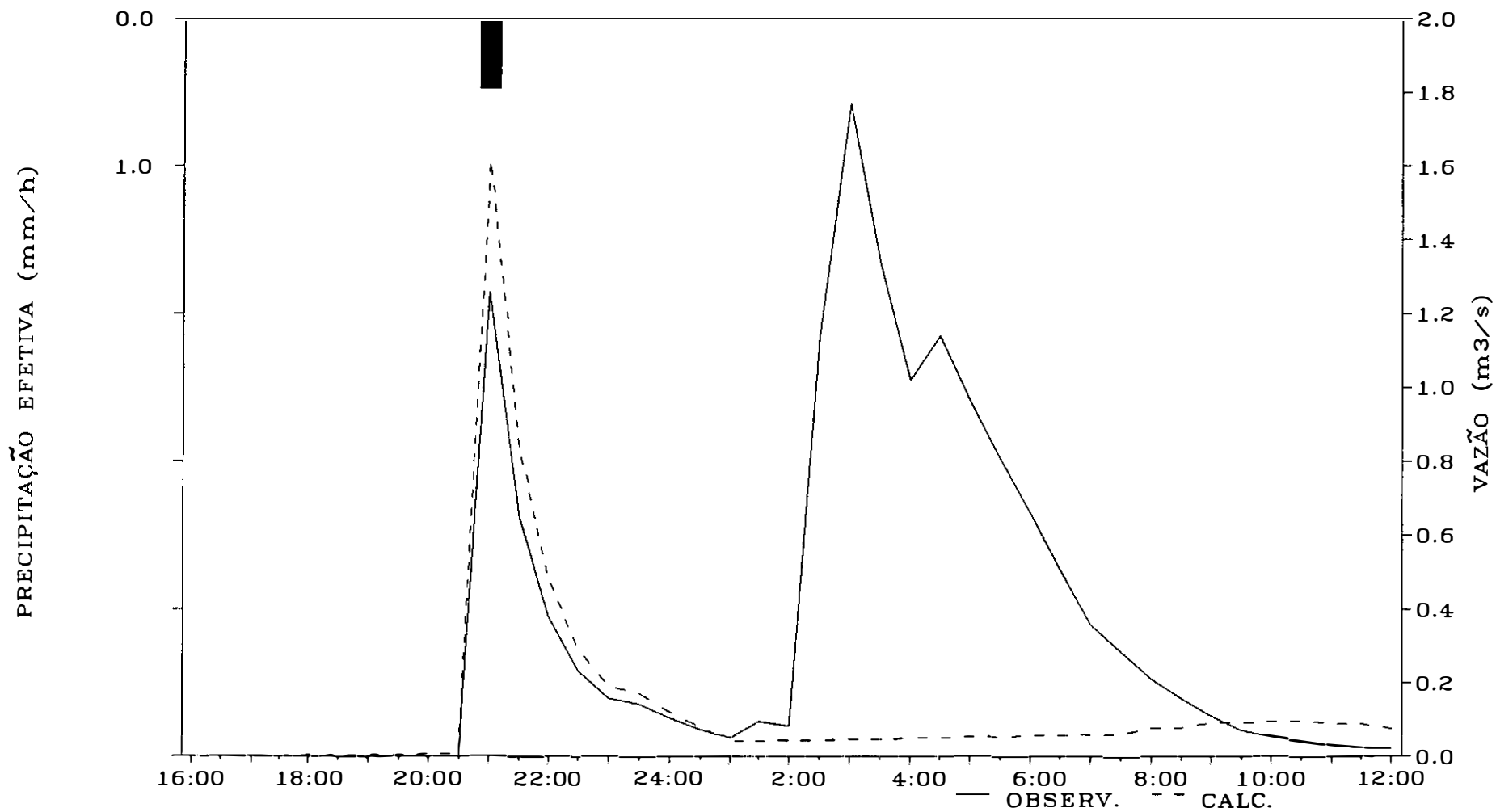


Figura IV.19

CHEIA DE 10/MAR/84

Isó-crona	Sub-seção	Precipitação (mm)	Precipitação Efetiva (mm)	Infiltração (mm)	Frente Úmida Inicial (mm)	Frente Úmida Final (mm)	Evapotranspiração (mm)	Infiltração Profunda (mm)	Recarga Aquífero (mm)
1	1	24,40	0,00	24,40	19,76	31,39	3,68	9,07	0,11
2	1	27,30	0,00	27,30	19,96	33,26	3,72	10,25	0,09
3	1	38,20	0,00	38,20	26,80	35,29	3,98	25,73	0,55
4	1	48,00	4,08	43,92	27,00	36,71	4,05	30,16	0,86
	2	38,20	0,00	38,20	53,88	60,30	3,48	27,59	0,10
5	1	47,50	0,00	47,50	52,00	63,93	3,52	32,04	0,13
6	1	53,80	0,00	53,80	52,13	62,78	3,60	39,26	0,22
7	1	53,80	0,00	53,80	60,07	69,86	3,64	40,02	0,24
8	1	52,40	0,00	52,40	62,18	72,93	3,61	37,69	0,19
9	1	53,80	0,00	53,80	63,07	73,47	3,63	39,77	0,22
10	1	53,40	0,00	53,40	57,22	63,06	3,71	43,85	0,34
	2	55,80	0,00	55,80	65,10	63,72	3,80	53,38	0,53
11	1	47,00	0,00	47,00	70,05	68,77	3,71	44,57	0,29
	2	53,10	0,00	53,10	55,86	67,80	3,59	37,27	0,19
12	1	43,40	0,00	43,40	68,47	63,95	3,72	44,21	0,28
BACIA		48,29	0,24	48,05	53,32	61,21	3,69	36,34	0,28

Tabela IV.12

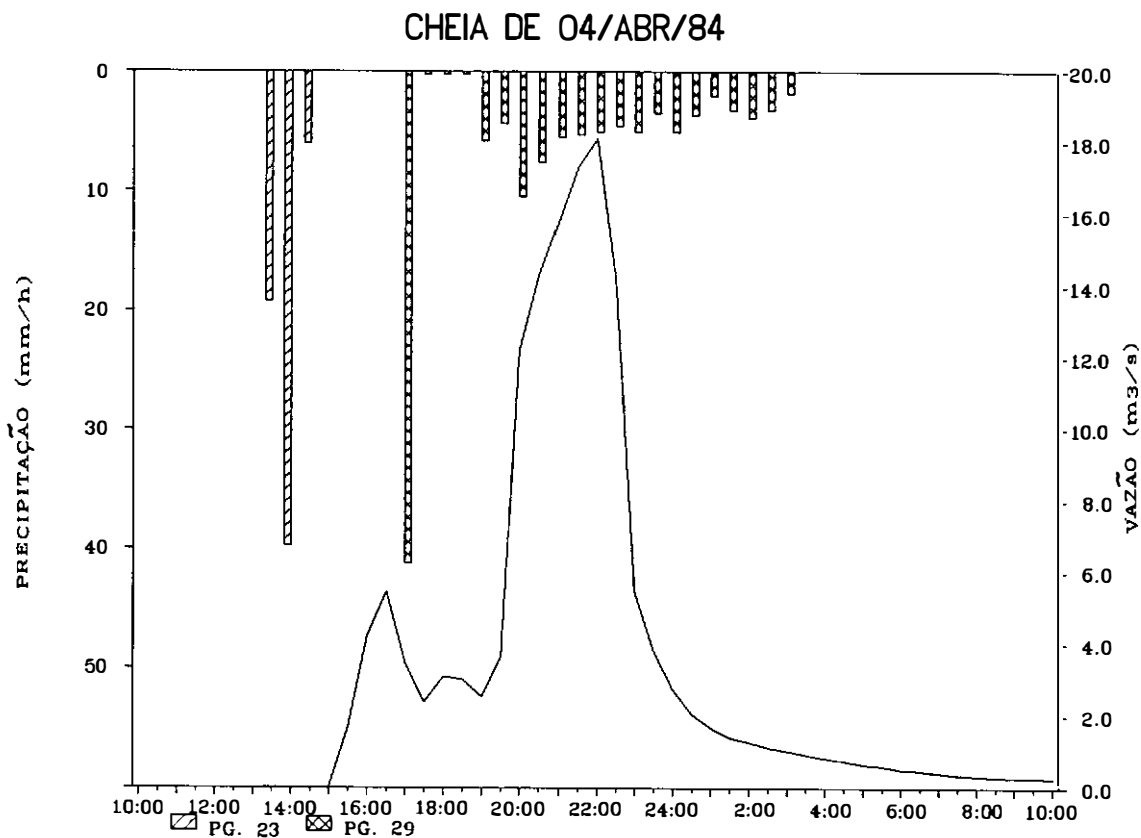
Cheia de 04/ABR/84

Figura IV.20

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada	10,03 mm
Lâmina calculada	6,93 mm
Lâmina superficial calculada	5,19 mm
Lâmina de base calculada	1,75 mm

Função-objetivo $9,527 \times 10^{-2}$

Comparação entre as vazões:

Diferença absoluta máxima	13,299 m³/s
Diferença absoluta média	2,025 m³/s

CHEIA DE 04/ABR/84

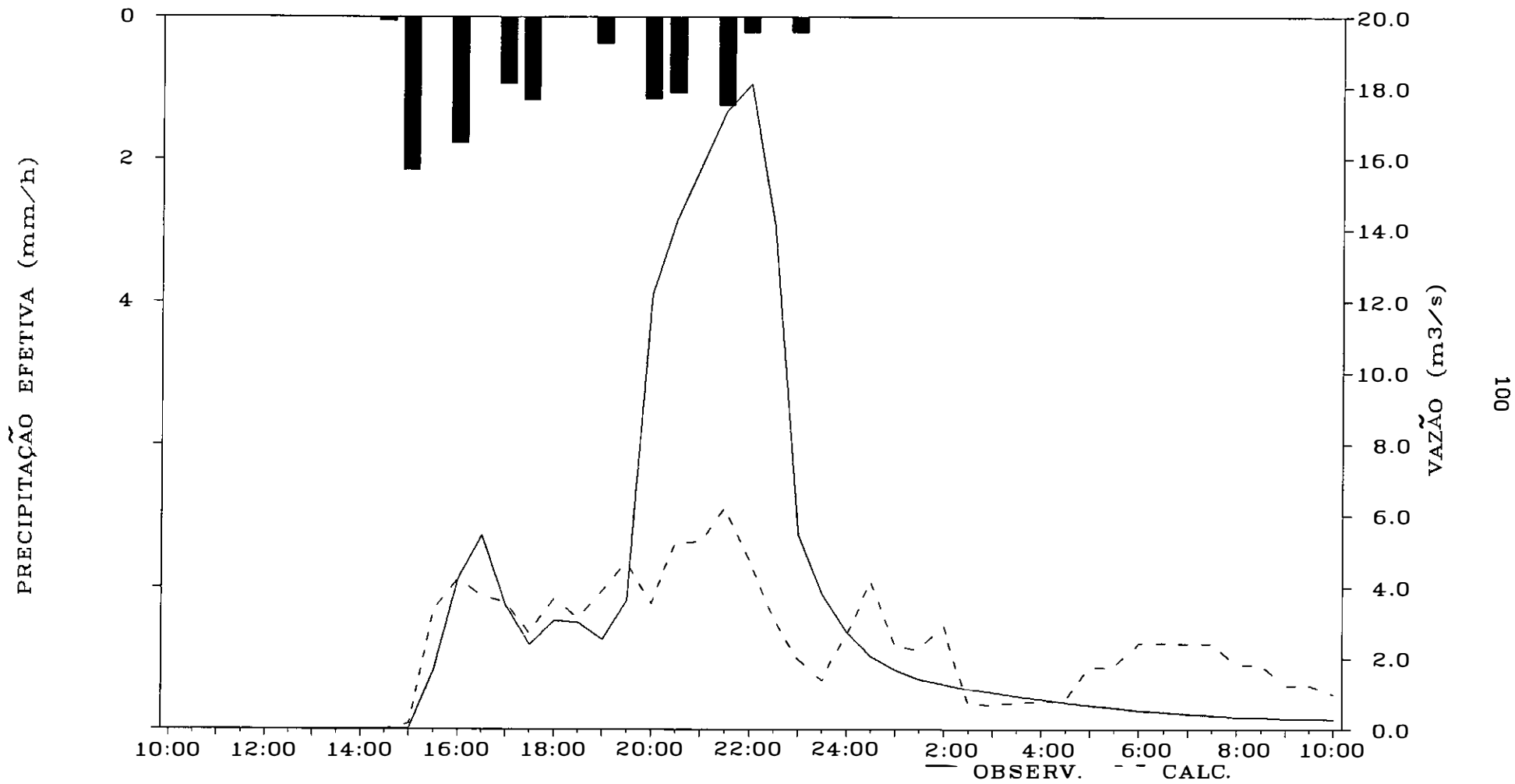


Figura IV.21

CHEIA DE 04/ABR/84

Isó-crona	Sub-seção	Precipitação (mm)	Precipitação Efetiva (mm)	Infiltração (mm)	Frente Úmida Inicial (mm)	Frente Úmida Final (mm)	Evapo-transpiração (mm)	Infiltração Profunda (mm)	Recarga Aquífero (mm)
1	1	63,00	28,53	34,47	23,88	29,04	5,24	24,07	0,72
2	1	70,70	19,55	51,15	24,52	37,91	3,76	34,00	3,52
3	1	91,00	10,36	80,64	23,76	39,28	4,38	60,74	9,54
4	1	89,20	10,14	79,06	25,80	38,98	4,52	61,36	9,32
	2	97,10	0,00	97,10	32,43	72,49	3,56	53,46	3,53
5	1	90,80	0,00	90,80	30,42	72,77	3,70	44,75	1,23
6	1	107,90	2,49	105,41	33,80	70,99	3,94	64,24	5,00
7	1	118,30	5,89	112,41	32,85	81,75	4,01	59,48	6,60
8	1	121,30	5,95	115,35	33,38	86,29	3,95	58,48	5,40
9	1	123,20	6,21	116,99	36,60	88,39	4,29	60,88	4,33
10	1	95,20	1,33	93,87	36,38	73,19	4,56	52,45	3,57
	2	70,00	0,00	70,00	33,75	68,87	4,39	30,49	0,58
11	1	43,90	0,00	43,90	36,75	64,97	4,42	11,22	0,04
	2	101,30	1,09	100,21	40,74	82,16	4,76	54,03	4,85
12	1	71,40	0,00	71,40	38,55	75,50	4,84	29,56	0,50
BACIA		94,80	5,19	89,62	33,39	70,00	4,30	48,69	4,10

Tabela IV.13

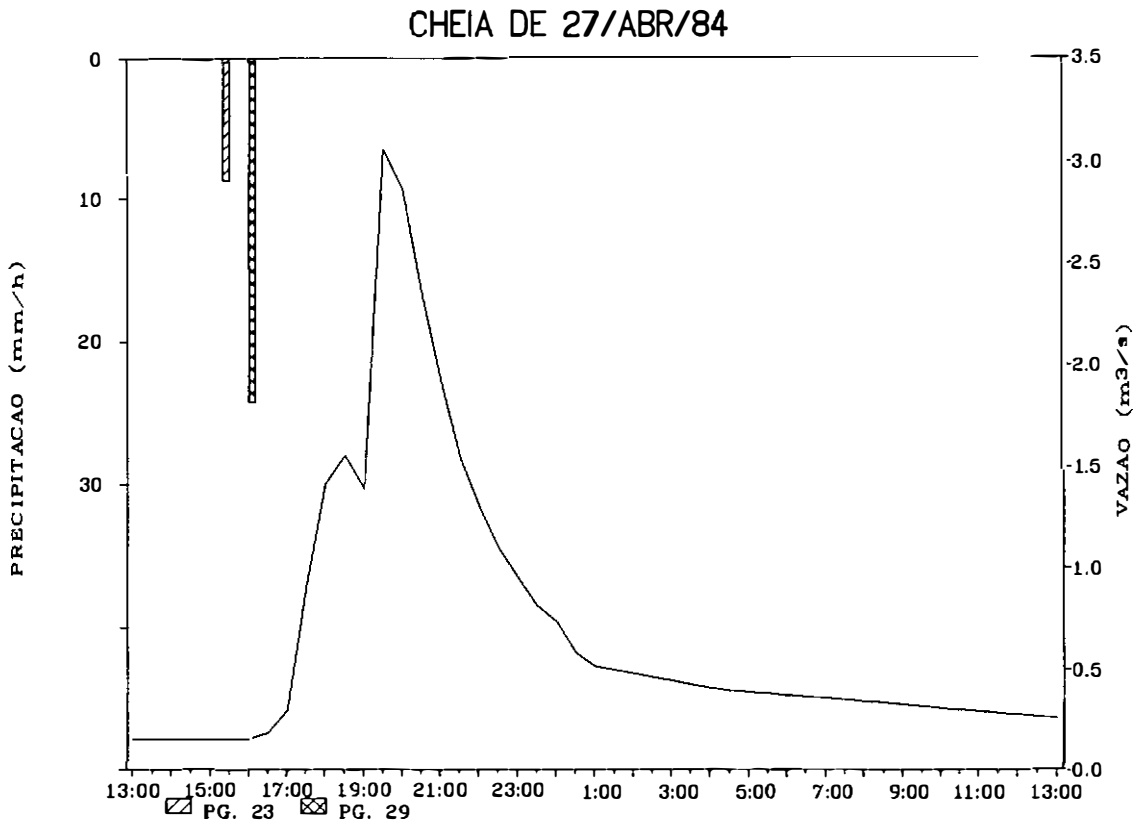
Cheia de 27/ABR/84

Figura IV.22

Comparação entre as lâminas:

Lâmina observada 1,86 mm

Lâmina calculada 1,37 mm

Lâmina superficial calculada 1,18 mm

Lâmina de base calculada 0,19 mm

Função-objetivo $6,813 \times 10^{-2}$

Comparação entre as vazões:

Diferença absoluta máxima $0,858 \text{ m}^3/\text{s}$

Diferença absoluta média $0,226 \text{ m}^3/\text{s}$

CHEIA DE 27/ABR/84

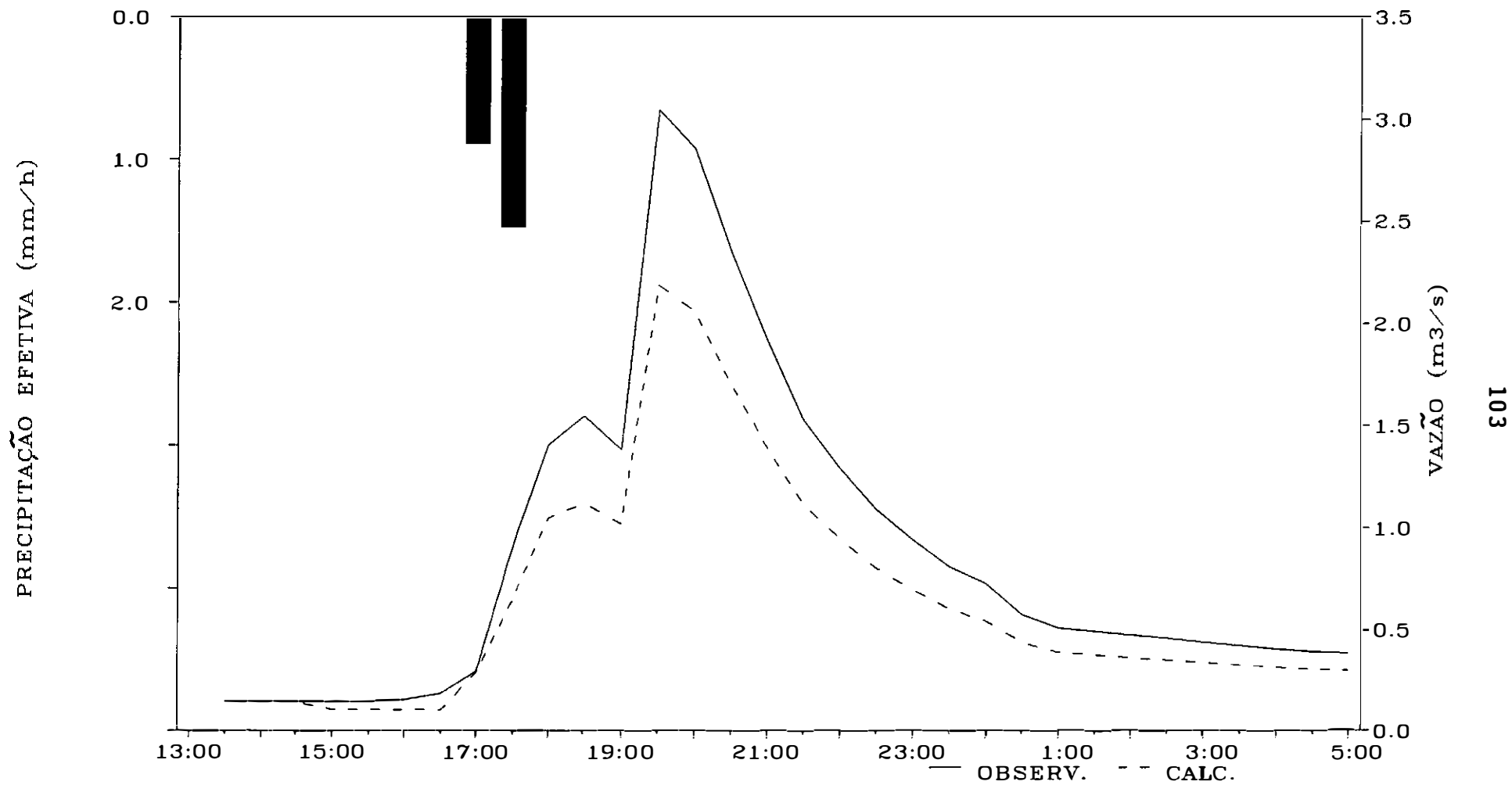


Figura IV.23

CHEIA DE 27/ABR/84

Isó-crona	Sub-seção	Precipitação (mm)	Precipitação Efetiva (mm)	Infiltração (mm)	Frente Úmida Inicial (mm)	Frente Úmida Final (mm)	Evapotranspiração (mm)	Infiltração Profunda (mm)	Recarga Aquífero (mm)
1	1	13,80	0,00	13,80	23,00	32,15	3,00	1,65	0,00
2	1	14,90	0,00	14,90	23,80	33,77	3,02	1,91	0,00
3	1	29,70	9,72	19,98	22,92	38,31	3,15	1,43	0,00
4	1	32,70	12,74	19,96	22,84	38,24	3,15	1,41	0,00
	2	24,30	0,00	24,30	49,40	54,35	2,61	16,74	0,05
5	1	28,70	0,00	28,70	47,58	54,84	2,60	18,36	0,06
6	1	29,20	0,00	29,20	48,30	67,44	3,13	6,93	0,01
7	1	27,50	0,00	27,50	57,15	72,26	3,19	9,21	0,01
8	1	26,10	0,00	26,10	58,43	62,33	2,69	19,51	0,07
9	1	25,00	0,00	25,00	59,40	62,23	2,70	19,47	0,07
10	1	6,00	0,00	6,00	65,85	50,88	2,90	18,07	0,07
	2	10,70	0,00	10,70	56,55	49,86	2,76	14,63	0,04
11	1	6,30	0,00	6,30	65,10	54,55	2,75	14,10	0,03
	2	7,30	0,00	7,30	65,17	54,12	2,77	15,57	0,04
12	1	12,40	0,00	12,40	58,88	53,07	2,75	15,46	0,04
BACIA		19,59	1,18	18,41	51,78	54,58	2,88	12,71	0,04

Tabela IV.14

A precipitação anual de 1983 foi inferior à lâmina interanual, ocorrendo poucas chuvas intensas. Este fato fez com que o conteúdo de água na zona das raízes fosse baixo. A precipitação que ocasionou a cheia de 07/FEV/83 teve alguns intervalos com intensidades maiores que 10 mm/h. Devido à conjugação desses dois fatores, o modelo gerou um escoamento superficial maior do que o ocorrido e consequentemente deixou de apresentar infiltração, simulando um escoamento de base muito pequeno. O mesmo ocorreu com a cheia de 12/FEV/83, sendo que só ocorreram dois intervalos onde a precipitação superou 10 mm/h.

Na cheia de 07/FEV/83 o solo Podzólico V. A. E. E., de acordo com os resultados da simulação, permaneceu saturado nas seguintes áreas: na subseção 2 da isócrona 4, das 20:49 h até 21:00 h, com uma intensidade pluviométrica de 62,6 mm/h, na isócrona 5, das 20:45 h até 21:00 h, com uma intensidade pluviométrica de 65,6 mm/h e na isócrona 6, das 20:59 h até 21:00 h, com uma intensidade pluviométrica de 56,0 mm/h. A saturação deste solo não provocou escoamento superficial. O escoamento superficial originou-se nas áreas limitadas pelas isócronas com solo Bruno Não Cálcico associado com Litólico Eutrófico. Devido a dois instantes de saturação deste solo em intervalos distantes, a simulação deu origem a dois picos de vazão: no intervalo das 21:00 h, em todas as isócronas, e no das 24:00 h, exceto nas isócronas 1 e 2. Na cheia de 12/02/83 ocorreu a saturação do solo Bruno Não Cálcico associado com o Litólico Eutrófico em todas as isócronas, mas a precipitação só provocou escoamento superficial na isócrona 3 e na subseção 1 da isócrona 4.

O ano de 1984 caracterizou-se pela ocorrência de fortes chuvas. Apenas no mês de abril a precipitação foi 399,2 mm, enquanto que em todo o ano de 1983 choveu 417,3 mm. Dessa forma, o conteúdo de água no solo permaneceu elevado por muito tempo. Consequentemente, uma chuva de intensidade próxima à da condutividade hidráulica do solo induziu a ocorrência de uma cheia, com foi o caso da cheia de 04/ABR/84 e no segundo pico da cheia de 10/MAR/84. O escoamento de base foi bastante forte, originário da água armazenada no solo, principalmente no Podzólico, devido às frequentes chuvas anteriores à cheia. O modelo não se adaptou ao forte escoamento de base e com isto o escoamento simulado foi menor que o observado. Isto deve-se ao fato do modelo não armazenar

nenhuma informação do estado do aquífero antes da cheia. Já o evento de 27/ABR/84 foi simulado satisfatoriamente.

Na cheia de 10/MAR/84 o solo Bruno Não Cálculo associado com o Litólico Eutrófico só não apresentou saturação na região da isócrona 2, sendo que apenas na região da subseção 1 da isócrona 4 originou-se escoamento superficial, do qual o modelo simulou o primeiro pico de vazão. Já o solo Podzólico V. A. E. E. não saturou. A cheia de 04/ABR/84 praticamente saturou toda a bacia, com exceção da área limitada pela subseção 2 da isócrona 10, da subseção 1 da isócrona 11 e da isócrona 12, todas com solo Podzólico V. A. E. E.. A saturação do solo Bruno Não Cálculo associado com o Litólico Eutrófico originou o escoamento superficial em todas as áreas limitadas pelas isócronas deste solo. No Podzólico V. A. E. E. só as áreas limitadas pelas isócronas 6, 7, 8, 9, subseção 1 da isócrona 10 e a subseção 2 da isócrona 11 originaram escoamento superficial. Com isto, o evento apresentou vários intervalos com precipitação efetiva. A precipitação da cheia de 27/ABR/84 só saturou o solo Bruno Não Cálculo associado com o Litólico Eutrófico, mas as áreas das isócronas 1 e 2 não originaram escoamento superficial, ficando toda a precipitação destas isócronas retida nas depressões da superfície do solo.

Com a simulação, pode-se verificar que os parâmetros obtidos para a bacia são aceitáveis, considerando-se que a condutividade hidráulica na saturação ocorrida na natureza varia no tempo e no espaço.

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

V.1 Conclusões

Os processos hidrológicos ocorridos na natureza são de representação muito complexa. Os modelos que utilizam intervalos de simulação diário ou mensal procuram representar de forma simplificada os processos físicos envolvidos, desenvolvendo uma formulação linearizada dos processos hidrológicos. O erro cometido por essa linearização é des percebido devido ao fato do intervalo de simulação ser grande para a dinâmica do processo. No entanto, para modelos que utilizam intervalos de simulação horária ou menores, esses erros são bem consideráveis. Para evitá-los é necessário tentar representar ao máximo toda a dinâmica do processo e, com isto, a formulação torna-se mais complexa.

O modelo OMEGA mostrou-se bastante consistente na sua formulação para a região semi-árida do nordeste brasileiro. Isto deveu-se ao fato do modelo utilizar o índice de umidade do solo para o cálculo dos diversos processos hidrológicos, de incorporar a formulação não linear na descrição dos processos e, através da divisão da bacia, incorporar a variação espacial e temporal dos processos.

A divisão da bacia em isócronas possibilitou a representação da variabilidade espacial provocada pela chuva convectiva, como se pode observar nas tabelas IV.8 a IV.14. Através da tabela V.1, onde se mostra a menor e a maior precipitação ocorrida nas subdivisões e a precipitação média da bacia, pode-se verificar o grande intervalo de

variação da precipitação dentro da bacia.

VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

Cheia	Precipitação Mínima (mm)	Precipitação Média (mm)	Precipitação Máxima (mm)
16/MAR/82	30,60	40,68	49,10
01/MAI/82	32,70	61,27	89,30
07/FEV/83	40,20	57,69	84,50
12/FEV/83	18,00	26,01	54,40
10/MAR/84	24,40	48,29	55,80
04/ABR/84	43,90	94,80	123,20
27/ABR/84	6,00	19,59	32,70

Tabela V.1

O modelo permite determinar o exato momento da saturação do solo, fazendo com que se determine qual a intensidade pluviométrica que irá provocar o escoamento superficial. Através das aplicações pode-se verificar uma razoável correlação com os resultados dos testes de capacidade de infiltração do solo pelo método de Muntz. Dependendo do índice de umidade inicial, para saturar o solo Bruno Não Cálculo associado com o Litólito Eutrófico, precisa-se de uma intensidade pluviométrica em torno de 30 mm/h, enquanto que, para o Podzólico V. A. E. E. precisa-se de uma alta intensidade pluviométrica em torno de 65 mm/h.

A aplicação do OMEGA mostrou-se satisfatória para as cheias de 16/MAR/82, 01/MAI/82, 07/FEV/83, 12/FEV/83 e 27/ABR/84. O modelo não apresentou um bom desempenho para chuvas de baixa intensidade e prolongadas, como foi o caso da cheia de 10/MAR/84. Foi possível simular o primeiro pico da cheia, que teve uma intensidade pluviométrica mais forte, mas o segundo pico não foi possível simular devido à intensidade pluviométrica ser baixa, próxima e/ou menor que a condutividade hidráulica na saturação. Já na cheia de 04/ABR/84, a precipitação foi prolongada mas com alguns intervalos com intensidade pluviométrica alta, o que provocou na simulação escoamento superficial

menor que o observado.

O modelo OMEGA ajudou a consolidar melhor o entendimento do comportamento hidropedológico da bacia de Jatobá. Através desta compreensão pode-se tentar transladar esses parâmetros para outras bacias representativas e/ou extrapolar para bacias maiores.

Com um número maior de aplicações do modelo a outros tipos de solo, pode-se determinar o comportamento hidropedológico dos principais solos encontrados no Nordeste.

Uma das possíveis aplicações futuras do modelo no Nordeste será determinar a lâmina escoada proveniente de uma determinada chuva. Como a contribuição predominante do escoamento dos rios no semi-árido vem do escoamento superficial devido às chuvas intensas, por ocasião das cheias, existe na região uma grande quantidade de açudes para o represamento dessa água. Assim, é de grande valia determinar o volume escoado em cada cheia para poder determinar o volume captado pelo açude.

V.2 Recomendações

A formulação apresentada neste trabalho pode sofrer duas alterações que poderão vir a ser de grande valia para uma melhor representação dos processos hidrológicos. A formulação que pode sofrer alteração é a da recarga do aquífero e da redistribuição da água no solo.

A metodologia utilizada para o fenômeno da recarga do aquífero foi a mesma desenvolvida pelo criador do modelo, Correia. Isto deveu-se a este fenômeno não estar incluído como objetivo deste trabalho, dado que o escoamento de base na bacia estudada é muito pequeno e a simulação é feita para intervalos de tempo pequenos onde o escoamento

não se altera significativamente. A metodologia empregada adapta-se melhor a solos de origem sedimentar, mas a maioria dos solos do Nordeste semi-árido é de origem cristalina. Na sua maioria o cristalino é fraturado.

A formulação utilizada para a redistribuição da umidade no solo pode ser melhorada, aperfeiçoando a determinação do conteúdo de água no limite inferior da zona das raízes. O conteúdo de água nesta região irá influenciar no volume de água armazenado no solo e na infiltração profunda.

Uma intensidade pluviométrica alta, de duração menor que o intervalo de simulação, pode se tornar uma intensidade média, caso ocorra dentro de dois intervalos de simulação consecutivos. Devido a este fato, o instante de saturação pode estar bastante distorcido. Para evitar isto é necessário transformar o hidrograma unitário dos escoamentos em uma função contínua, obtendo-se assim, a ordenada do hidrograma em qualquer instante. O tempo de duração dos intervalos de simulação durante o período chuvoso irá depender basicamente da variação da intensidade pluviométrica. Outra forma seria subdividir o intervalo de simulação em intervalos onde a intensidade pluviométrica seja constante e com isto o hidrograma unitário continuará a ser uma função discreta. Com esta modificação o instante de saturação deverá aproximar-se melhor do real.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSUNÇÃO, M. S., LEPRUN, J. C. e CADIER, E. (1984), "Avaliação dos Recursos Hídricos das Pequenas Bacias do Nordeste Semi-Árido: Açu, Batateiras, Missão Velha e Quixabinha; Características Físico-Climáticas (Síntese dos Resultados)"; Série Hidrologia, Nº 22, SUDENE, Recife - PE.
- BRAGA JR., B. P. F. e CONEJO, J. G. L. (1983), "Simulação Digital do Ciclo Hidrológico através do 'Stanford Watershed Model IV'", Curso de Engenharia Hidrológica, Vol. 1 - Hidrologia Dinâmica, pp. B.1-B.114, São Paulo - SP.
- CADIER, E. e FREITAS, B. J. (1982), "Bacia Representativa de Sumé. Primeira Estimativa dos Recursos de Água. Campanhas de 1973 a 1980", Série Hidrologia, Nº 14, SUDENE, Recife - PE.
- CADIER, E. (1991), "Hydrologie des Petits Bassins du Nordeste Brésilien Semi-Aride", These de doctorat, Universite Montpellier II, Montpellier - França.
- CANEDO DE MAGALHÃES, P. (1974), "Versão COPPE do TWM para Simulação de Bacias com solos Residuais", Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro - RJ.
- CANEDO DE MAGALHÃES, P. (1989), "Hidrologia Superficial", Engenharia Hidrológica - Coleção ABRH de Recursos Hídricos, Vol. 2, pp. 201-289, Editora UFRJ, Rio de Janeiro - RJ.
- CORREIA, F. C. G. N. (1984), "OMEGA - A Watershed Model for Simulation, Parameter Calibration and Real-Time Forecast of River Flows",

Ph.D. Thesis, Colorado State University, Fort Collins - USA.

- CORREIA, F. C. G. N. e MOREL-SEYTOUX, H. J. (1985), "User's Manual for OMEGA a Package of Fortran 77 Programs for Simulation, Parameter Calibration and Real-Time Forecast of River Flows", Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa - Portugal.
- HERBAUD, J. J. M., MAGALHÃES, F. X., CADIER, E. e CAVALCANTE, N. M. C. (1989), "Bacia Hidrográfica Representativa de Juatama - CE, Relatório Final", Série Hidrologia, Nº 24, SUDENE, Recife - PE.
- LEPRUN, J. C., ASSUNÇÃO, M. S. e CADIER, E. (1983), "Avaliação dos Recursos Hídricos das Pequenas Bacias do Nordeste Semi-Árido: Características Físico-Climáticas", Série Hidrologia, Nº 15, SUDENE, Recife - PE.
- MEIN, R. G. e LARSON, C. L. (1971), "Modeling the Infiltration Component of the Rainfall-Runoff Process", Bulletin 43, Water Resources Research Center, University of Minnesota, Minneapolis - USA.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. (1976), "Derivation of Equations for Rainfall Infiltration", Journal of Hydrology, Vol. 31, pp. 203-219.
- MOREL-SEYTOUX, H. J., PICK, T. A. e JONCH-CLAUSEN, T. (1977), "Computation of Infiltration for Unsteady Uninterrupted High Rainfall", Journal of Hydrology, Vol. 35, pp. 221-234.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. (1978), "Derivation of Equations for Variable Rainfall Infiltration", Water Resources Research, Vol. 14, Nº 4, pp. 561-568.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. (1981), "Application of Infiltration Theory for the Determination of Excess Rainfall Hyetograph", Water Resources Bulletin, Vol. 17, Nº 6, pp. 1012-1022.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. e BILLICA, J. A. (1985), "A Two-Phase Numerical Model for Prediction of Infiltration: Applications to a Semi-

Infinite Soil Column", Water Resources Reseearch, Vol. 21, Nº 4, pp. 607-615.

SIMÕES, A. P. (1991), "Simulação do Fenômeno de Infiltração em Modelos Chuva-Vazão", Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro - RJ.

VILLA NOVA, N. A. e REICHARDT, K. (1989), "Evaporação e evapotranspiração", Engenharia Hidrológica - Coleção ABRH de Recursos Hídricos, Vol. 2, pp. 145-197, Editora UFRJ, Rio de Janeiro - RJ.

WHISLER, F. D. e BOUWER, H. (1970), "Comparison of Methods for Calculating Vertical Drainage and Infiltration for Soils", Journal of Hydrology, Vol. 10, pp. 1-19.

ANEXOS

ANEXO A

TESTE DE INFILTRAÇÃO

O método utilizado para conhecer a capacidade de infiltração do solo foi o do anéis duplos, pelo infiltrômetro de Muntz (CADIER e FREITAS, 1982 e LEPRUN et alli, 1983).

O método consiste em utilizar 2 anéis de aço, concêntricos, com 20 e 40 cm de diâmetro, respectivamente. O anel maior circunscreve o menor. Foi mantida uma lâmina d'água de 3 cm de altura. No decorrer da primeira hora, as leituras foram feitas em intervalos de 15 minutos e depois de hora em hora. Essa operação foi realizada durante 6 horas consecutivas. A velocidade de infiltração, em mm/h, foi calculada a partir da variação do volume em ml/h.

Foi necessário tomar algumas precauções, quais sejam:

- Escolha criteriosa do local;
- Utilização de água da mesma qualidade que será empregada na irrigação;
- Duração do teste ligado à estabilização da velocidade de penetração da água;
- Emprego de uma lâmina d'água adequada;
- Repetição do teste;
- Determinação efetuada no solo com baixo teor de umidade.

Só o teste do solo Podzólico Vermelho Amarelo Equivalente Eutrófico foi realizado dentro da sub-bacia. Os outros testes foram realizados dentro da bacia de Sumé. Os resultados dos testes de infiltração estão na tabela A.1 (LEPRUN et alli, 1983), em mm/h.

TESTE DE PERMEABILIDADE

Solo	1º h	2º h	3º h	4º h	5º h	6º h
Podzólico	479,0	422,4	405,8	409,6	367,8	369,6
Bruno Não Cálcico	34,8	37,3	33,5	33,4	31,4	34,3
Litólico Eutrófico	55,6	43,6	45,2	43,0	44,7	44,8

Tabela A.1

Após utilizar o mesmo método em outras bacias representativas do Nordeste, num total de 9 bacias, ASSUNÇÃO et alli (1983) chegaram a valores médios para estes solos no Nordeste:

PERMEABILIDADE DO SOLO

Solo	Permeabilidade (mm/h)
Podzólico V. A. E. E.	143,0
Bruno Não Cálcico	31,7
Litólico	82,8

Tabela A.2

O Podzólico da sub-bacia de Jatobá é um Podzólico com um teor de areia maior que a média encontrado no Nordeste, o que leva a modificação no valor da permeabilidade.

ANEXO B

PLUVIOMETRIA

Neste anexo é apresentado os dados referentes a pluviometria de Jatobá. A pluviometria está em mm.

PLUVIOMETRIA ANUAL

Ano	Prec. (mm)	Ano	Prec. (mm)	Ano	Prec. (mm)
1976	590,7	1981	620,4	1986	1001,4
1977	703,2	1982	556,1	1987	507,7
1978	762,4	1983	417,3	1988	606,8
1979	625,1	1984	922,1		
1980	515,4	1985	1326,3		

Tabela B.1

A lâmina anual, sofre uma grande variação comparada a lâmina interanual, 600 mm, conforme se verifica na tabela B.1.

Na figura B.1 pode-se observa uma variação cíclica da lâmina anual, mesmo o período sendo de apenas 13 anos.

PLUVIOMETRIA ANUAL

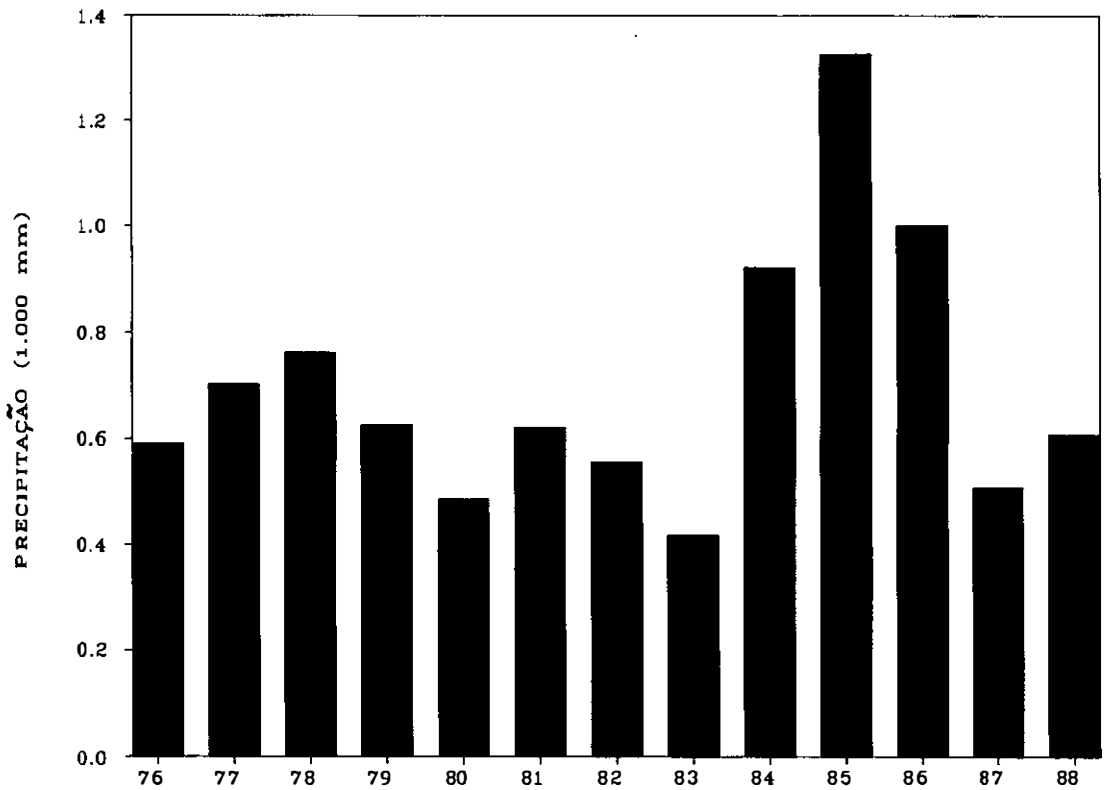


Figura B.1

PLUVIOMETRIA MENSAL

Mês	1981	1982	1983	1984	1985
JAN	66,3	5,9	47,0	18,2	133,1
FEV	7,5	31,4	162,4	12,2	318,3
MAR	440,5	62,6	59,6	143,0	359,2
ABR	37,0	148,9	22,6	399,2	293,6
MAI	17,3	153,2	20,0	178,0	21,4
JUN	0,6	64,4	21,5	16,5	95,5
JUL	0,1	12,4	6,4	47,6	10,2
AGO	2,0	3,9	38,5	84,7	24,5
SET	0,0	42,8	0,0	12,7	6,0
OUT	0,0	6,0	1,0	8,2	0,0
NOV	31,8	1,9	9,8	0,5	0,0
DEZ	17,3	22,8	28,3	1,2	64,5

Tabela B.2

PLUVIOMETRIA MENSAL

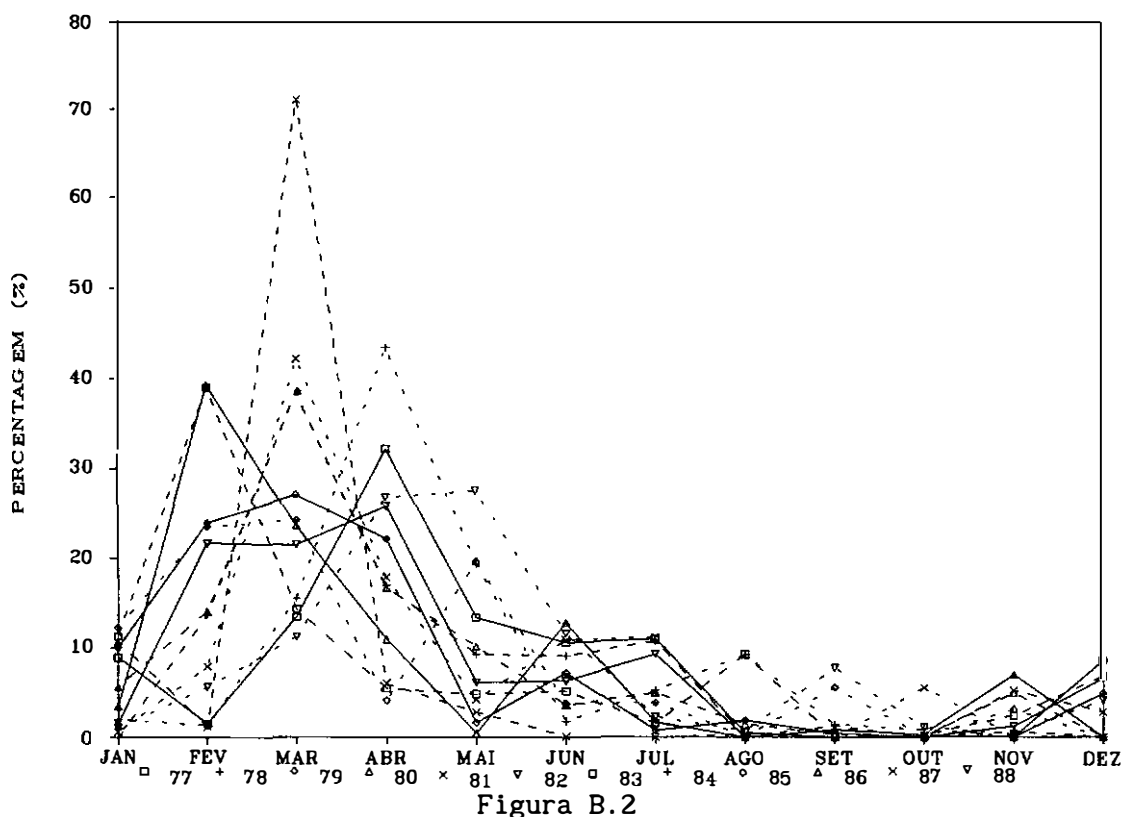


Figura B.2

Pode-se observar na tabela B.2 e na figura B.2, dois períodos hidrológicos distintos: o chuvoso, fevereiro à maio, e o seco, junho à janeiro.

A tabela B.3 e B.4 mostram as precipitações diárias dos meses que ocorram as cheias e dos meses anteriores para se ter uma noção do estado de saturação do solo. Os dias em que ocorreram as cheias estão marcados com *.

Foi utilizado o método do polígono de thiesen para calcular a precipitação em cada subseção de Jatobá, tabela B.5.

PLUVIOMETRIA DIÁRIA

Dia	JAN/82	FEV/82	MAR/82	ABR/82	MAI/82	JAN/83	FEV/83
1	,0	,0	13,7	19,8	,0	,0	,0
2	,0	,0	,0	1,5	61,3*	,0	,0
3	,0	,0	,0	,0	69,0*	,0	11,3
4	,0	,0	,0	,0	,0	,0	4,1
5	,0	,0	,0	,0	,0	,0	20,9
6	,0	,0	,0	,0	5,9	,0	13,6
7	,0	,0	,0	,0	1,4	,0	10,6
8	5,4	,0	,0	,0	10,1	,0	57,7*
9	,0	14,7	2,4	,0	1,2	,0	0,9
10	,0	,0	,0	,0	,0	,0	,0
11	,0	,0	,0	,0	0,6	,0	,0
12	,0	,0	,0	,0	,0	,0	,0
13	,0	,0	,0	,0	3,5	,0	26,0*
14	,0	,0	,0	5,0	,0	,0	,0
15	,0	2,9	1,4	,0	,0	,0	,0
16	,0	,0	,0	17,1	,0	,0	,0
17	,0	,0	40,7*	,0	,0	,0	,0
18	,0	12,3	,0	6,5	,0	,0	7,5
19	,0	1,5	4,4	13,2	,0	,0	,0
20	,0	,0	,0	0,5	,0	,0	9,6
21	,0	,0	,0	,0	,0	,0	0,2
22	,0	,0	,0	0,3	0,1	,0	,0
23	,0	,0	,0	,0	,0	,0	,0
24	,0	,0	,0	46,9*	,0	,0	,0
25	,0	,0	,0	9,8*	,0	,0	,0
26	,0	,0	,0	18,7*	,0	,0	,0
27	,0	,0	,0	8,3*	,0	,0	,0
28	,0	,0	,0	0,4	,0	40,2	,0
29	,0		,0	0,2	,0	0,3	
30	,0		,0	,0	,0	2,7	
31	,0		,0		,0	,0	

Tabela B.3

Contínua

PLUVIOMETRIA DIÁRIA

Dia	JAN/84	FEV/84	MAR/84	ABR/84	MAI/84
1	,0	,0	28,4	,0	,0
2	,0	,0	,0	24,4	,0
3	,0	,0	,0	15,5	0,6
4	,0	,0	,0	9,8	,0
5	,0	1,4	,0	94,8*	0,1
6	,0	,0	,0	86,7	0,1
7	,0	,0	,0	,0	,0
8	1,9	9,8	9,0	,0	,0
9	6,7	,0	17,2	,0	1,4
10	8,3	,0	4,9	,0	,0
11	,0	,0	47,0*	7,2	,0
12	,0	,0	2,1	,0	18,5*
13	,0	,0	,0	,0	,0
14	,0	,0	,0	2,7	1,3
15	,0	1,1	3,5	2,9	4,1
16	,0	,0	1,7	32,5	,0
17	,0	,0	0,2	,0	,0
18	,0	,0	,0	1,5	,0
19	,0	,0	7,4	35,4	14,3
20	,0	,0	,0	23,7	31,3*
21	,0	,0	,0	36,1	11,1
22	,0	,0	,0	,0	,0
23	,0	,0	1,3	0,5	5,2
24	,0	,0	17,8	4,0	11,7
25	,0	,0	1,1	1,4	60,6*
26	,0	,0	,0	1,0	17,6*
27	,0	,0	0,2	4,0	,0
28	1,2	,0	,0	19,6*	,0
29	,0	,0	0,7	,0	,0
30	,0		,0	,0	0,3
31	,0		,0		,0

Tabela B.4

COEFICIENTES DE THIESSEN DOS POSTOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	8	9	29	31	32	33	40	41	43	44	45	46
1	1	,000	,000	,000	,000	1,000	,000	,000	,000	,000	,000	,000	,000
2	1	,000	,000	,000	,000	,807	,000	,000	,086	,107	,000	,000	,000
3	1	,000	,000	,000	,000	,000	,000	,000	,896	,104	,000	,000	,000
4	1	,490	,000	,000	,000	,000	,000	,000	,510	,000	,000	,000	,000
	2	,000	,000	,000	,000	,000	,000	,000	,667	,333	,000	,000	,000
5	1	,423	,000	,000	,000	,000	,000	,000	,394	,103	,080	,000	,000
6	1	,176	,000	,477	,000	,000	,000	,000	,083	,005	,259	,000	,000
7	1	,008	,000	,377	,000	,000	,000	,196	,000	,000	,279	,148	,000
8	1	,000	,000	,008	,000	,000	,000	,392	,000	,000	,228	,372	,000
9	1	,000	,000	,000	,106	,000	,000	,330	,000	,000	,089	,442	,033
10	1	,000	,077	,000	,671	,000	,203	,040	,000	,000	,000	,009	,000
	2	,000	,381	,000	,000	,000	,000	,127	,000	,000	,000	,000	,492
11	1	,000	,659	,000	,000	,000	,181	,000	,000	,000	,000	,000	,160
	2	,000	,020	,000	,657	,000	,323	,000	,000	,000	,000	,000	,000
12	1	,000	,453	,000	,000	,000	,547	,000	,000	,000	,000	,000	,000

Tabela B.5

ANEXO C

CLIMATOLOGIA

Neste anexo são apresentados os dados referentes à evaporação do tanque evaporimétrico classe A. As medições no tanque, em mm/d, foram feitas às 7:00h, portanto a evaporação ocorrida em um dado dia só vai aparecer no dia seguinte.

EVAPORAÇÃO MÉDIA DIÁRIA

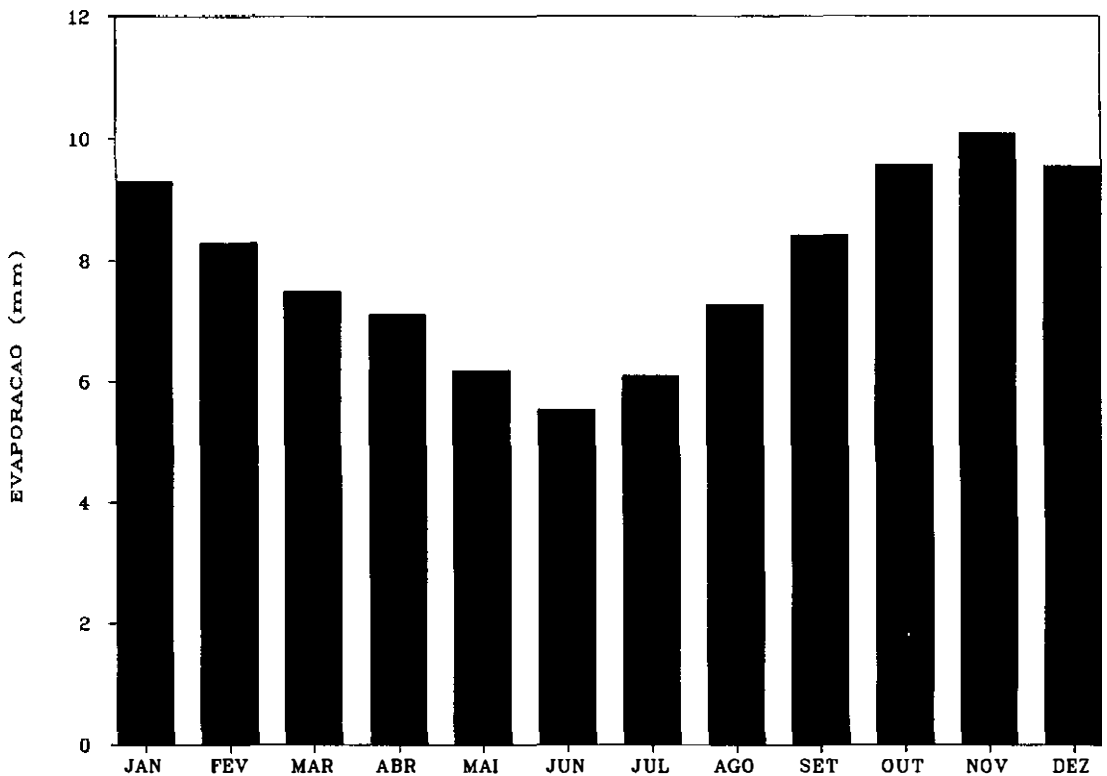


Figura C. 1

EVAPORAÇÃO DIÁRIA DE 1982

Dia	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
1	7,68	8,92	8,99	5,04	6,90	5,58
2	7,62	8,60	9,69	7,00	1,00	2,76
3	9,38	7,50	9,00	8,86	5,31	3,58
4	10,04	8,66	8,13	8,38	5,39	5,56
5	9,54	9,74	8,96	6,88	3,18	5,58
6	7,28	10,28	7,73	7,48	2,71	3,44
7	9,00	8,17	5,94	9,04	4,17	1,86
8	6,38	5,10	9,09	9,74	2,96	5,51
9	8,44	7,15	5,34	8,88	3,02	4,97
10	6,78	7,60	4,81	5,47	2,33	4,20
11	6,52	7,21	12,36	8,05	3,41	5,63
12	8,10	4,36	2,08	9,24	3,36	4,75
13	5,96	8,25	9,05	7,04	3,19	3,10
14	9,16	3,62	4,45	7,32	3,87	2,13
15	9,74	6,83	5,90		2,03	2,01
16	9,78	7,87	10,30	7,08	5,25	3,32
17	10,98	8,08	9,49	6,90	4,42	
18	8,68	3,83	9,96	5,72	2,54	
19	9,46	6,16	9,32	8,02	5,15	5,95
20	10,24	10,37	5,96	6,46	4,61	4,42
21	7,50	11,08	9,06	2,78	4,72	3,09
22	7,84	9,48	9,15	3,50	5,10	3,33
23	10,38	8,66	10,90		4,76	6,08
24	10,02	7,84	9,10	5,84	4,96	4,28
25	10,12	7,92	9,07	5,02	5,67	5,25
26	10,36	7,37	8,46	6,28	3,75	4,10
27	7,80	6,70	8,80	4,47	5,42	6,74
28	9,70	7,72	8,68	4,87	6,00	4,60
29			8,46	3,44	6,64	1,76
30	8,08		12,16	6,04	3,30	8,62
31	8,86				1,34	
Total Média	270,13 8,71	215,07 7,68	258,74 8,35	198,04 6,60	126,46 4,08	130,93 4,36

Tabela C.1

EVAPORAÇÃO DIÁRIA DE 1983

Dia	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
1	9,28	7,74	7,06	7,97		5,28
2	9,30	6,21	7,72	8,20	6,31	5,18
3	7,66	8,46	9,04	5,12	5,44	5,54
4	8,74	4,42	8,90	6,86	7,69	6,94
5	9,66	2,63	8,48	7,94	6,85	4,72
6	9,54	8,18	7,90	7,32	8,14	3,52
7	10,64	5,50	6,88	6,66	5,07	5,98
8	9,82	8,74	7,55	4,97	7,58	5,44
9	9,70		5,49	7,29	6,71	6,22
10	10,37	5,16	7,20	7,67	7,59	6,58
11	9,61		9,43	7,06	3,67	6,66
12	8,74	7,74	7,00	6,74	4,85	7,30
13	10,50	8,15	8,76	6,38	6,31	3,92
14	10,42	6,51	7,68	7,88	5,35	6,70
15	9,58	6,72	8,08	6,78	6,21	2,16
16	8,43	6,64	9,26	6,84	4,05	4,60
17	8,44	9,04	9,82	7,51	8,05	5,50
18	7,97	3,14	3,81	10,68	6,95	8,02
19	8,12	5,33	6,93	8,28	7,30	3,82
20	6,94	3,77	8,14	7,67	7,54	5,86
21	8,96	2,28	9,81	6,61		8,08
22	9,41	6,92	8,29	8,32	5,98	5,18
23	9,46	6,77	4,62	8,87	7,44	4,26
24	9,64	6,66	4,32	6,70	6,70	2,92
25	7,66	7,52	3,56	6,21	6,42	3,26
26	8,24	8,02	3,21	6,70	6,50	4,28
27	8,38	7,62	4,05	5,82	6,68	7,38
28	5,70	8,10	4,35	7,25	3,38	5,68
29	1,25		4,15	6,55	6,34	5,62
30	0,80		5,34	7,20	5,74	6,98
31	4,11		6,04		2,30	
Total Média	257,07 8,29	180,89 6,46	212,87 6,87	216,05 7,20	191,49 6,18	163,58 5,45

Tabela C.2

EVAPORAÇÃO DIÁRIA DE 1984

Dia	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
1	13,30	13,40		7,48	8,38	3,10
2	10,18	12,34	6,34	12,10	4,22	5,40
3	11,78	10,88	11,14		1,98	5,66
4	10,30	10,60	9,52		2,51	4,54
5	9,60	12,56	10,72		2,17	1,92
6	10,34	12,60	10,30	12,94	4,75	6,64
7	12,64	7,00	6,76	7,88	5,19	3,94
8	5,74	10,44	8,76	5,46	3,94	5,38
9	8,38	12,96	7,12	5,76	4,18	4,40
10	8,22	11,66	7,78	4,66	4,46	6,38
11	12,26	10,14		5,10	2,24	4,66
12	10,72	8,76		4,52	3,28	5,78
13	12,44	10,30	8,88	2,96		4,66
14	10,18		8,26	4,12	3,86	5,32
15	11,22	8,48	3,36	4,21	5,60	4,24
16	14,54	11,24	6,76	5,44	4,14	2,66
17	11,42	9,16	10,24	5,00	6,30	5,24
18	11,04	9,92	7,34	4,28	4,82	4,26
19	9,88	11,16	8,02			5,14
20	10,90	11,06	10,14			4,34
21	12,52	11,70	9,92			6,52
22	11,84	11,12		5,80	3,66	4,90
23	10,10	12,88		16,50		4,72
24	13,56	12,46	6,12	16,90		3,94
25	12,86		8,12	4,56		3,90
26	10,72	13,28	6,88	5,04	5,94	5,14
27	9,78	13,52	7,76	6,16	5,00	4,50
28	9,68	10,46	5,76	5,36	4,78	3,49
29	12,24	11,16	7,14	7,38	4,36	4,26
30	11,54		8,36	2,45	4,51	4,62
31	11,98		7,78		3,39	
Total	341,90	323,55	249,53	202,58	133,89	139,65
Média	11,03	11,16	8,05	6,75	4,32	4,66

Tabela C.3

ANEXO D

FLUVIOMETRIA

Neste anexo apresenta-se os dados referentes à lâmina diária escoada em mm. A lâmina escoada é calculada as 24:00h, sendo assim integralizada no mesmo dia.

LÂMINA ESCOADA DIÁRIA DE 1982

Dia	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
1	0,000	0,000	0,000	0,000	1,222	0,000
2	0,000	0,000	0,000	0,000	8,034	0,000
3	0,000	0,000	0,000	0,000	1,841	0,000
4	0,000	0,000	0,000	0,000	0,232	0,000
5	0,000	0,000	0,000	0,000	0,119	0,000
6	0,000	0,000	0,000	0,000	0,077	0,000
7	0,000	0,000	0,000	0,000	0,077	0,000
8	0,000	0,000	0,000	0,000	0,161	0,000
9	0,000	0,000	0,000	0,000	0,077	0,000
10	0,000	0,000	0,000	0,000	0,048	0,000
11	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000
12	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000
13	0,000	0,000	0,010	0,000	0,023	0,000
14	0,000	0,000	0,023	0,000	0,023	0,000
15	0,000	0,000	0,010	0,003	0,010	0,000
16	0,000	0,000	0,445	0,003	0,010	0,000
17	0,000	0,000	0,203	0,000	0,003	0,000
18	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
19	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
20	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
21	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
22	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
23	0,000	0,000	0,000	0,142	0,003	0,000
24	0,000	0,000	0,000	0,026	0,003	0,000
25	0,000	0,000	0,000	0,048	0,003	0,000
26	0,000	0,000	0,000	0,145	0,003	0,000
27	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
28	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
29	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000
30	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000
31	0,000		0,000		0,000	

Tabela D.1

LÂMINA ESCOADA DIÁRIA DE 1983

Dia	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
5	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
6	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
7	0,000	0,725	0,000	0,000	0,000	0,000
8	0,000	1,041	0,000	0,000	0,000	0,000
9	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
10	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
11	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
12	0,000	0,103	0,000	0,000	0,000	0,000
13	0,000	0,184	0,000	0,000	0,000	0,000
14	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
15	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
16	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
17	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
18	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
19	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
20	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
21	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
22	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
23	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
24	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
25	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
26	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
27	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
28	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
29	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000
30	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000
31	0,000		0,000		0,000	

Tabela D.2

LÂMINA ESCOADA DIÁRIA DE 1984

Dia	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
1	0,000	0,000	0,000	0,003	0,306	0,613
2	0,000	0,000	0,000	0,003	0,306	0,613
3	0,000	0,000	0,000	0,003	0,232	0,509
4	0,000	0,000	0,000	8,124	0,232	0,509
5	0,000	0,000	0,000		0,232	0,509
6	0,000	0,000	0,000		0,232	0,509
7	0,000	0,000	0,000		0,161	0,409
8	0,000	0,000	0,000		0,161	0,306
9	0,000	0,000	0,000		0,161	0,306
10	0,000	0,000	0,497		0,161	0,232
11	0,000	0,000	1,486		0,271	0,161
12	0,000	0,000	0,010		0,500	0,161
13	0,000	0,000	0,003		0,232	0,161
14	0,000	0,000	0,003		0,232	0,161
15	0,000	0,000	0,003		0,161	0,119
16	0,000	0,000	0,003		0,161	0,119
17	0,000	0,000	0,003		0,119	0,119
18	0,000	0,000	0,003		0,119	0,077
19	0,000	0,000	0,003		1,696	0,077
20	0,000	0,000	0,003		0,896	0,077
21	0,000	0,000	0,003		0,613	0,077
22	0,000	0,000	0,003		0,409	0,077
23	0,000	0,000	0,003		0,306	0,077
24	0,000	0,000	0,003		7,157	0,077
25	0,000	0,000	0,003		5,884	0,077
26	0,000	0,000	0,003	0,613	2,740	0,077
27	0,000	0,000	0,003	1,844	1,934	0,077
28	0,000	0,000	0,003	0,990	1,451	0,048
29	0,000		0,003	0,613	1,154	0,048
30	0,000		0,003	0,484	1,019	0,048
31	0,000		0,003		0,748	

Tabela D.3

ANEXO E

EVENTOS

Neste anexo apresenta-se todos os dados das cheias utilizados para a aplicação do modelo OMEGA. Os dados pluviométricos estão em mm.

Cheia de 16/MAR/82

DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)
17:00	0,0000	24:00	1,0597	7:00	0,0061
17:30	0,0000	0:30	0,6900	7:30	0,0057
18:00	0,0000	1:00	0,3916	8:00	0,0053
18:30	0,0000	1:30	0,2278	8:30	0,0049
19:00	0,0000	2:00	0,1376	9:00	0,0045
19:30	0,0000	2:30	0,0847	9:30	0,0041
20:00	0,0000	3:00	0,0480	10:00	0,0037
20:30	0,0000	3:30	0,0333	10:30	0,0033
21:00	0,0005	4:00	0,0223	11:00	0,0030
21:30	0,0142	4:30	0,0178	11:30	0,0030
22:00	0,8000	5:00	0,0135	12:00	0,0030
22:30	3,1010	5:30	0,0095	12:30	0,0029
23:00	2,1080	6:00	0,0069	13:00	0,0029
23:30	1,2840	6:30	0,0065		

Tabela E.1

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	19:30	20:00	20:30	21:00	21:30	22:00	22:30	23:00
1	1	1,0	12,9	14,5	7,2	0,0	0,0	0,0	0,0
2	1	0,9	11,9	13,8	10,3	0,9	0,1	0,0	0,0
3	1	1,0	13,0	15,9	16,8	2,3	0,1	0,0	0,0
4	1	1,0	12,9	15,9	16,8	2,3	0,1	0,0	0,0
	2	1,0	12,8	15,6	16,6	2,3	0,1	0,0	0,0
5	1	0,0	0,9	12,6	15,4	16,3	2,2	0,1	0,0
6	1	0,0	0,9	12,3	15,0	15,9	2,2	0,1	0,0
7	1	0,0	0,9	12,3	15,0	16,0	2,2	0,1	0,0
8	1	0,0	0,9	12,4	15,1	16,1	2,2	0,1	0,0
9	1	0,0	0,9	12,0	14,7	15,6	2,1	0,1	0,0
10	1	0,0	0,6	8,1	9,9	10,5	1,4	0,1	0,0
	2	0,0	0,7	9,0	11,0	11,7	1,6	0,1	0,0
11	1	0,0	0,0	0,7	8,9	10,9	11,5	1,6	0,1
	2	0,0	0,0	0,6	7,8	9,5	10,1	1,4	0,1
12	1	0,0	0,0	0,7	8,7	10,7	11,4	1,6	0,1

Tabela E.2

Cheia de 01/MAI/82

DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)
16:00	0,0000	23:30	6,5806	7:00	0,2885
16:30	0,0000	24:00	10,9300	7:30	0,2401
17:00	0,0000	0:30	10,6579	8:00	0,2048
17:30	0,0000	1:00	9,8127	8:30	0,1894
18:00	0,0000	1:30	6,9758	9:00	0,1776
18:30	0,0005	2:00	4,1497	9:30	0,1657
19:00	0,0005	2:30	2,4007	10:00	0,1540
19:30	0,0005	3:00	1,6849	10:30	0,1425
20:00	0,0020	3:30	1,2457	11:00	0,1373
20:30	0,0059	4:00	0,9029	11:30	0,1322
21:00	0,0028	4:30	0,6980	12:00	0,1270
21:30	0,0030	5:00	0,5865	12:30	0,1217
22:00	0,0272	5:30	0,4750	13:00	0,1163
22:30	0,6500	6:00	0,4000		
23:00	2,2886	6:30	0,3370		

Tabela E.3

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	18:00	18:30	19:00	19:30	20:00	20:30	21:00	21:30	22:00
1	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,8	13,2	3,7	1,1
2	1	0,3	0,6	0,6	0,1	0,6	5,6	15,8	10,7	6,0
3	1	0,1	0,6	1,5	1,4	0,3	1,4	9,7	21,3	20,8
4	1	0,1	0,6	1,4	1,3	0,2	1,3	9,3	20,4	19,9
	2	0,1	0,6	1,5	1,3	0,2	1,3	9,4	20,7	20,2
5	1	0,1	0,6	1,4	1,3	0,2	1,3	8,9	19,6	19,2
6	1	0,0	0,1	0,5	1,2	1,1	0,2	1,1	7,8	17,0
7	1	0,0	0,1	0,5	1,1	1,0	0,2	1,0	7,0	15,3
8	1	0,0	0,1	0,4	1,0	0,9	0,2	0,9	6,5	14,3
9	1	0,0	0,1	0,4	0,9	0,9	0,2	0,9	6,1	13,3
10	1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,6	0,5	0,1	0,5	3,6
	2	0,0	0,0	0,1	0,5	1,1	1,0	0,2	1,0	7,2
11	1	0,0	0,0	0,1	0,4	0,9	0,8	0,2	0,8	5,9
	2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,6	0,5	0,1	0,5	3,6
12	1	0,0	0,0	0,1	0,3	0,8	0,8	0,1	0,8	5,3

Tabela E.4

Contínua

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	22:30	23:00	23:30	24:00	0:30	1:00	1:30	2:00
1	1	3,5	8,6	23,9	14,6	0,4	0,2	2,0	0,1
2	1	7,4	6,7	12,5	7,6	0,2	0,1	1,0	0,1
3	1	12,7	13,1	5,4	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
4	1	12,2	12,5	5,2	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
	2	12,4	12,7	5,3	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
5	1	11,7	12,1	5,0	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
6	1	16,6	10,2	10,5	4,3	0,5	0,3	0,0	0,0
7	1	15,0	9,2	9,4	3,9	0,5	0,3	0,0	0,0
8	1	13,9	8,5	8,8	3,6	0,4	0,3	0,0	0,0
9	1	13,0	8,0	8,2	3,4	0,4	0,2	0,0	0,0
10	1	7,9	7,7	4,7	4,9	2,0	0,2	0,1	0,0
	2	15,8	15,4	9,4	9,7	4,0	0,5	0,3	0,0
11	1	12,9	12,6	7,7	7,9	3,3	0,4	0,2	0,0
	2	7,8	7,6	4,7	4,8	2,0	0,2	0,1	0,0
12	1	11,6	11,3	6,9	7,1	3,0	0,3	0,2	0,0

Tabela E.5

Cheia de 07/FEV/83

DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)
19:00	0,0010	1:30	3,0950	8:00	0,1580
19:30	0,0019	2:00	2,7700	8:30	0,1425
20:00	0,0027	2:30	2,0400	9:00	0,1270
20:30	0,0110	3:00	1,5300	9:30	0,1110
21:00	0,0500	3:30	1,1600	10:00	0,0950
21:30	0,1740	4:00	0,8500	10:30	0,0858
22:00	1,4400	4:30	0,6500	11:00	0,0766
22:30	1,6000	5:00	0,5300	11:30	0,0647
23:00	1,3200	5:30	0,4187	12:00	0,0500
23:30	1,4700	6:00	0,3370	12:30	0,0467
24:00	1,8000	6:30	0,2740	13:00	0,0435
0:30	1,9875	7:00	0,2320	13:30	0,0403
1:00	3,1600	7:30	0,1900	14:00	0,0370

Tabela E.6

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	20:00	20:30	21:00	21:30	22:00	22:30	23:00	23:30	24:00
1	1	1,8	2,5	19,0	5,6	3,3	3,8	1,6	8,7	4,3
2	1	1,0	1,3	22,1	5,5	3,2	3,6	2,1	5,8	6,2
3	1	0,0	0,0	33,2	7,0	4,0	4,3	3,3	3,2	10,7
4	1	0,0	0,0	34,1	7,2	4,1	4,4	3,4	3,3	11,0
	2	0,0	0,0	31,3	6,6	3,8	4,1	3,2	3,1	10,1
5	1	0,0	0,0	32,8	6,9	3,9	4,3	3,3	3,2	10,6
6	1	0,0	0,0	28,0	5,9	3,4	3,7	2,8	2,7	9,0
7	1	0,0	0,0	24,6	5,2	3,0	3,2	2,5	2,4	7,9
8	1	0,0	0,0	23,0	4,9	2,8	3,0	2,3	2,2	7,4
9	1	0,0	0,0	20,9	4,4	2,5	2,7	2,1	2,0	6,7
10	1	0,0	0,0	16,3	3,5	2,0	2,1	1,6	1,6	5,3
	2	0,0	0,0	17,5	3,7	2,1	2,3	1,8	1,7	5,6
11	1	0,0	0,0	18,1	3,8	2,2	2,3	1,8	1,8	5,8
	2	0,0	0,0	16,2	3,4	1,9	2,1	1,6	1,6	5,2
12	1	0,0	0,0	18,7	4,0	2,3	2,4	1,9	1,8	6,0

Tabela E.7

Contínua

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	0:30	1:00	1:30	2:00	2:30	3:00	3:30	4:00	4:30
1	1	2,0	1,6	0,9	0,7	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0
2	1	3,9	2,0	1,7	0,7	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0
3	1	7,9	3,1	3,3	0,9	0,6	0,4	0,1	0,1	0,1
4	1	8,1	3,2	3,4	0,9	0,7	0,4	0,1	0,1	0,1
	2	7,5	3,0	3,2	0,8	0,6	0,4	0,1	0,1	0,1
5	1	7,8	3,1	3,3	0,9	0,6	0,4	0,1	0,1	0,1
6	1	6,7	2,6	2,8	0,7	0,6	0,4	0,1	0,1	0,1
7	1	5,8	2,3	2,5	0,6	0,5	0,3	0,1	0,1	0,1
8	1	5,5	2,2	2,3	0,6	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1
9	1	5,0	2,0	2,1	0,5	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1
10	1	3,9	1,5	1,6	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
	2	4,2	1,7	1,8	0,5	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
11	1	4,3	1,7	1,8	0,5	0,4	0,2	0,1	0,1	0,1
	2	3,9	1,5	1,6	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
12	1	4,5	1,8	1,9	0,5	0,4	0,2	0,1	0,1	0,1

Tabela E.8

Cheia de 12/FEV/83

DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)
16:00	0,0010	23:30	0,7000	7:00	0,0305
16:30	0,0010	24:00	0,7900	7:30	0,0272
17:00	0,0010	0:30	0,6200	8:00	0,0240
17:30	0,0010	1:00	0,4500	8:30	0,0217
18:00	0,0010	1:30	0,3475	9:00	0,0195
18:30	0,0010	2:00	0,2530	9:30	0,0178
19:00	0,0010	2:30	0,1820	10:00	0,0161
19:30	0,0010	3:00	0,1270	10:30	0,0145
20:00	0,0010	3:30	0,0950	11:00	0,0130
20:30	0,0010	4:00	0,0835	11:30	0,0115
21:00	0,0010	4:30	0,0720	12:00	0,0100
21:30	0,0030	5:00	0,0573	12:30	0,0085
22:00	0,0370	5:30	0,0457	13:00	0,0070
22:30	0,1900	6:00	0,0370		
23:00	0,1580	6:30	0,0337		

Tabela E.9

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	16:30	17:00	17:30	20:00	20:30	21:00	21:30
1	1	0,0	0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	0,2
2	1	1,5	0,0	2,3	0,3	3,7	5,4	1,0
3	1	5,8	0,0	0,0	1,3	14,7	21,5	3,5
4	1	4,3	0,0	0,0	0,9	10,9	16,0	2,6
	2	4,8	0,0	0,0	1,0	12,1	17,7	2,9
5	1	0,0	3,8	0,0	0,0	0,8	9,6	14,0
6	1	0,0	2,4	0,0	0,0	0,5	6,1	8,9
7	1	0,0	2,0	0,0	0,0	0,4	5,1	7,4
8	1	0,0	2,0	0,0	0,0	0,4	5,0	7,4
9	1	0,0	2,1	0,0	0,0	0,5	5,3	7,8
10	1	0,0	2,9	0,0	0,0	0,6	7,3	10,8
	2	0,0	2,0	0,0	0,0	0,4	5,0	7,3
11	1	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,4	4,8
	2	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,6	7,5
12	1	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	0,5	5,5

Tabela E.10

Contínua

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	22:00	22:30	23:00	23:30	5:00	5:30	6:00
1	1	16,6	4,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
2	1	10,7	2,3	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0
3	1	6,8	0,3	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0
4	1	5,1	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
	2	5,6	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
5	1	2,3	4,5	0,2	0,0	0,0	0,3	0,0
6	1	1,5	2,8	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0
7	1	1,2	2,4	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0
8	1	1,2	2,3	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0
9	1	1,3	2,5	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0
10	1	1,8	3,4	0,1	0,0	0,0	0,3	0,0
	2	1,2	2,3	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0
11	1	7,1	1,2	2,3	0,1	0,0	0,0	0,2
	2	11,0	1,8	3,5	0,1	0,0	0,0	0,3
12	1	8,0	1,3	2,5	0,1	0,0	0,0	0,2

Tabela E.11

Cheia de 10/MAR/84

DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)
16:00	0,0000	0:30	0,0743	9:00	0,1110
16:30	0,0000	1:00	0,0500	9:30	0,0720
17:00	0,0000	1:30	0,0950	10:00	0,0537
17:30	0,0000	2:00	0,0835	10:30	0,0413
18:00	0,0000	2:30	1,1400	11:00	0,0305
18:30	0,0000	3:00	1,7684	11:30	0,0240
19:00	0,0000	3:30	1,3358	12:00	0,0195
19:30	0,0000	4:00	1,0200	12:30	0,0150
20:00	0,0000	4:30	1,1400	13:00	0,0110
20:30	0,0000	5:00	0,9635	13:30	0,0070
21:00	1,2600	5:30	0,8059	14:00	0,0050
21:30	0,6500	6:00	0,6588	14:30	0,0030
22:00	0,3790	6:30	0,5062	15:00	0,0027
22:30	0,2320	7:00	0,3580	15:30	0,0025
23:00	0,1580	7:30	0,2845	16:00	0,0022
23:30	0,1425	8:00	0,2110		
24:00	0,1046	8:30	0,1580		

Tabela E. 12

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	19:00	19:30	21:30	22:00	22:30	23:00	23:30	24:00	0:30	1:00	1:30
1	1	0,0	0,0	0,4	0,9	0,3	0,4	2,4	12,5	0,8	1,0	0,9
2	1	1,5	8,9	0,1	0,3	0,1	0,1	0,7	3,6	0,7	1,0	0,6
3	1	2,8	16,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,9	1,3	0,6
4	1	3,5	21,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,1	1,6	0,8
	2	2,8	16,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,9	1,3	0,6
5	1	3,5	20,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,1	1,6	0,8
6	1	4,0	23,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	1,8	0,9
7	1	4,0	23,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	1,8	0,9
8	1	3,8	22,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	1,8	0,9
9	1	4,0	23,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	1,8	0,9
10	1	3,9	23,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	1,8	0,9
	2	4,1	24,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,3	1,9	0,9
11	1	3,4	20,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,1	1,6	0,8
	2	3,9	23,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	1,8	0,9
12	1	3,2	19,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	1,0	1,5	0,7

Tabela E.13

Contínua

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	2:00	2:30	3:00	3:30	4:00	4:30	5:00	5:30	6:00	6:30
1	1	0,8	0,9	1,4	1,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	1	2,5	3,0	0,8	0,5	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5
3	1	4,2	5,1	0,7	0,3	0,9	0,8	0,9	0,8	1,0	0,9
4	1	5,3	6,4	0,9	0,4	1,2	1,0	1,1	1,0	1,3	1,1
	2	4,2	5,1	0,7	0,3	0,9	0,8	0,9	0,8	1,0	0,9
5	1	5,3	6,3	0,9	0,4	1,2	1,0	1,1	1,0	1,2	1,1
6	1	6,0	7,2	1,0	0,4	1,3	1,1	1,2	1,1	1,4	1,2
7	1	6,0	7,2	1,0	0,4	1,3	1,1	1,2	1,1	1,4	1,2
8	1	5,8	7,0	1,0	0,4	1,3	1,1	1,2	1,1	1,4	1,2
9	1	6,0	7,2	1,0	0,4	1,3	1,1	1,2	1,1	1,4	1,2
10	1	5,9	7,2	1,0	0,4	1,3	1,1	1,2	1,1	1,4	1,2
	2	6,2	7,4	1,0	0,4	1,4	1,2	1,3	1,2	1,5	1,3
11	1	5,2	6,3	0,9	0,4	1,1	1,0	1,1	1,0	1,2	1,1
	2	5,9	7,1	1,0	0,4	1,3	1,1	1,2	1,1	1,4	1,2
12	1	4,8	5,8	0,8	0,3	1,1	0,9	1,0	0,9	1,1	1,0

Tabela E.14

Cheia de 04/ABR/84

DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)
10:00	0,0110	18:30	3,0184	3:00	1,0380
10:30	0,0110	19:00	2,5376	3:30	0,9360
11:00	0,0110	19:30	3,6250	4:00	0,8450
11:30	0,0110	20:00	12,1950	4:30	0,7600
12:00	0,0110	20:30	14,3034	5:00	0,6750
12:30	0,0110	21:00	15,7877	5:30	0,6036
13:00	0,0110	21:30	17,3200	6:00	0,5321
13:30	0,0232	22:00	18,1127	6:30	0,4789
14:00	0,0211	22:30	14,1250	7:00	0,4276
14:30	0,0190	23:00	5,4750	7:30	0,3801
15:00	0,0169	23:30	3,8049	8:00	0,3370
15:30	1,6875	24:00	2,7309	8:30	0,3213
16:00	4,2250	0:30	2,0625	9:00	0,3055
16:30	5,4562	1:00	1,6875	9:30	0,2898
17:00	3,4994	1:30	1,4100	10:00	0,2740
17:30	2,3963	2:00	1,2750		
18:00	3,0798	2:30	1,1400		

Tabela E.15

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	14:30	15:00	15:30	16:00	16:30	17:00	17:30	18:00	18:30	19:00
1	1	18,6	38,5	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	1	0,0	10,4	33,5	3,4	0,1	0,1	1,7	1,3	3,0	2,2
3	1	0,0	0,0	0,0	30,5	0,2	0,2	0,2	4,3	3,3	7,7
4	1	0,0	0,0	0,0	29,8	0,2	0,2	0,2	4,2	3,2	7,6
	2	0,0	0,0	0,0	32,5	0,2	0,2	0,2	4,6	3,5	8,3
5	1	0,0	0,0	0,0	0,0	30,4	0,2	0,2	0,2	4,3	3,3
6	1	0,0	0,0	0,0	0,0	36,1	0,2	0,2	0,2	5,1	3,9
7	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	39,7	0,2	0,2	0,2	5,6
8	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	40,7	0,2	0,2	0,2	5,7
9	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	41,4	0,2	0,2	0,2
10	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	31,9	0,2	0,2	0,2
	2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	23,4	0,1	0,1	0,1
11	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,7	0,1	0,1
	2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	34,0	0,2	0,2
12	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	23,9	0,1

Tabela E.16

Contínua

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	19:30	20:00	20:30	21:00	21:30	22:00	22:30	23:00	23:30	24:00
1	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	1	1,6	1,5	1,5	1,3	1,5	1,0	1,5	1,1	0,6	0,9
3	1	5,7	4,1	4,0	3,8	3,4	3,8	2,6	3,8	2,8	1,5
4	1	5,6	4,0	3,9	3,7	3,4	3,7	2,5	3,7	2,7	1,5
	2	6,1	4,4	4,2	4,0	3,7	4,0	2,8	4,0	2,9	1,7
5	1	7,7	5,7	4,1	4,0	3,8	3,4	3,8	2,6	3,8	2,7
6	1	9,2	6,7	4,9	4,7	4,5	4,1	4,5	3,1	4,5	3,3
7	1	4,3	10,1	7,4	5,4	5,2	4,9	4,5	4,9	3,4	4,9
8	1	4,4	10,3	7,6	5,5	5,3	5,1	4,6	5,1	3,4	5,1
9	1	5,8	4,4	10,5	7,7	5,6	5,4	5,1	4,7	5,1	3,5
10	1	4,5	3,4	8,1	6,0	4,3	4,1	4,0	3,6	4,0	2,7
	2	3,3	2,5	6,0	4,4	3,2	3,1	2,9	2,6	2,9	2,0
11	1	0,1	2,1	1,6	3,7	2,7	2,0	1,9	1,8	1,7	1,8
	2	0,2	4,8	3,7	8,6	6,3	4,6	4,4	4,2	3,8	4,2
12	1	0,1	0,1	3,4	2,6	6,1	4,5	3,2	3,1	3,0	2,7

Tabela E.17

Continua

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	0:30	1:00	1:30	2:00	2:30	3:00	3:30	4:00	4:30
1	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	1	1,1	0,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
3	1	2,4	2,9	2,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
4	1	2,4	2,9	2,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	2	2,6	3,1	2,6	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	1	1,5	2,4	2,9	2,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0
6	1	1,8	2,9	3,5	2,9	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0
7	1	3,6	2,0	3,1	3,8	3,1	1,8	0,0	0,0	0,0
8	1	3,7	2,1	3,2	3,9	3,2	1,8	0,0	0,0	0,0
9	1	5,1	3,7	2,1	3,3	4,0	3,3	1,9	0,0	0,0
10	1	4,0	2,9	1,6	2,5	3,1	2,5	1,4	0,0	0,0
	2	2,9	2,1	1,2	1,9	2,3	1,9	1,1	0,0	0,0
11	1	1,2	1,8	1,3	0,8	1,2	1,4	1,2	0,7	0,0
	2	2,9	4,2	3,1	1,7	2,7	3,3	2,7	1,5	0,0
12	1	3,0	2,0	3,0	2,2	1,2	1,9	2,3	1,9	1,1

Tabela E.18

Cheia de 27/ABR/84

DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)	Hora (HH:MM)	Vazão (m ³ /s)
13:00	0,1425	21:30	1,0900	6:00	0,3555
13:30	0,1425	22:00	0,9400	6:30	0,3478
14:00	0,1425	22:30	0,8084	7:00	0,3402
14:30	0,1425	23:00	0,7271	7:30	0,3325
15:00	0,1511	23:30	0,5750	8:00	0,3249
15:30	0,1793	24:00	0,5101	8:30	0,3173
16:00	0,2880	0:30	0,4923	9:00	0,3096
16:30	0,8998	1:00	0,4744	9:30	0,3020
17:00	1,4019	1:30	0,4565	10:00	0,2944
17:30	1,5429	2:00	0,4387	10:30	0,2867
18:00	1,3800	2:30	0,4208	11:00	0,2791
18:30	3,0444	3:00	0,4030	11:30	0,2720
19:00	2,8535	3:30	0,3936	12:00	0,2660
19:30	2,3492	4:00	0,3860	12:30	0,2600
20:00	1,9167	4:30	0,3784	13:00	0,2540
20:30	1,5261	5:00	0,3707		
21:00	1,2900	5:30	0,3631		

Tabela E.19

DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Isócrona	Subseção	15:00	15:30	16:00
1	1	0,2	10,5	0,0
2	1	0,1	11,4	0,0
3	1	0,0	0,0	22,9
4	1	0,0	0,0	25,2
	2	0,0	0,0	18,7
5	1	0,0	0,0	22,1
6	1	0,0	0,0	22,5
7	1	0,0	0,0	21,2
8	1	0,0	0,0	20,1
9	1	0,0	0,0	19,3
10	1	0,0	0,0	4,6
	2	0,0	0,0	8,2
11	1	0,0	0,0	4,8
	2	0,0	0,0	5,6
12	1	0,0	0,0	9,6

Tabela E.20